

Línea de Base Climática y Proyecciones Climáticas para la provincia de Santa Fe

Informe 3

Mayo de 2026

El Ministerio de Medio Ambiente de la Provincia de Santa Fe y la Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas (FICH) de la Universidad Nacional del Litoral (UNL) a través del Centro de Estudios de Variabilidad y Cambio Climático (CEVARCAM) firmaron un Convenio en noviembre de 2025 para la ejecución de un Servicio a Terceros titulado “Línea de base climática y proyecciones climáticas para la provincia de Santa Fe”. Resol. Nro. 5007. Universidad Nacional del Litoral.

Comitente: Ministerio de Ambiente y Cambio Climático de la provincia de Santa Fe, Ministro Enrique Eloy Estévez .

Unidad Ejecutora: CEVARCAM (FICH-UNL), Directora: Dra. Gabriela Müller

ÍNDICE DE CONTENIDOS

1. INTRODUCCIÓN	2
2. RECOPIACIÓN Y PROCESAMIENTO DE DATOS OBSERVADOS	3
2.1 Series de datos de temperatura y precipitación	3
2.2 Control de calidad de los datos.....	5
2.3 Relleno de las series temporales diarias.....	6
3. ASPECTOS METODOLÓGICOS	8
3.1 Variabilidad climática	8
3.1.1 Análisis Espectral Singular (SSA).....	8
3.1.2 Índice Estandarizado de Precipitación (SPI).....	9
3.2 Extremos climáticos de temperatura y precipitación	10
3.3 Cambio Climático	12
3.3.1 Modelos de Circulación General	12
3.3.2 Habilidad de los modelos climáticos para representar el clima actual	15
3.3.3 Cambios proyectados.....	16
4. CLIMATOLOGÍA DE SANTA FE	18
4.1 Distribución espacial de la temperatura máxima y mínima media anual y estacional	18
4.2 Distribución espacial de la precipitación anual y estacional	23
4.3 Ciclos anuales de temperatura y precipitación.....	27
5. VARIABILIDAD Y CAMBIOS.....	29
5.1 Precipitación	30
5.2 Temperatura máxima.....	40
5.3 Temperatura mínima	47
5.4 Conclusiones de variabilidad y cambios	54
6. EVENTOS EXTREMOS	56
6.1 Eventos extremos de precipitación	56
6.2 Extremos climáticos de corto plazo.....	62
6.2.1 Frecuencia de eventos extremos climáticos de temperatura	62
6.2.2 Intensidad de eventos extremos climáticos de temperatura	68
6.2.3 Duración de eventos extremos climáticos de temperatura	73
6.2.4 Intensidad de eventos extremos climáticos de precipitación.....	76
6.3 Conclusiones de eventos extremos	83
7. SIMULACIONES CLIMÁTICAS HISTÓRICAS Y PROYECCIONES FUTURAS	85

7.1 Habilidad de los modelos climáticos para simular la temperatura media.....	85
7.2 Habilidad de los GCMs para simular la precipitación	89
7.3 Cambios proyectados en la temperatura media	93
7.4 Cambios proyectados en la precipitación anual	99
7.5 Cambios proyectados en extremos de precipitación	106
7.5.1 Sequías estacionales e hidrológicas	106
7.5.2 Excesos hídricos estacionales e hidrológicos.....	113
7.6 Cambios proyectados en eventos asimilables a olas de calor	118
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	125

1. INTRODUCCIÓN

El clima de una región, definido por las características estadísticas de sus variables meteorológicas en un periodo suficientemente largo, constituye un determinante clave de su ambiente físico, la actividad socioeconómica y la gestión de sus recursos naturales. La variabilidad climática natural y los cambios asociados al calentamiento global han modificado las condiciones térmicas y pluviométricas observadas durante las últimas décadas, incrementando la frecuencia e intensidad de eventos extremos tales como olas de calor, lluvias intensas y sequías prolongadas a nivel mundial y regional.

Los extremos climáticos son manifestaciones de la variabilidad en escalas temporales interanuales a multidecadales y reflejan procesos físicos complejos que pueden alterar sustancialmente los sistemas naturales y antropogénicos. Dichos eventos han sido asociados a impactos ambientales, productivos y sociales severos: desde daños en infraestructura, pérdidas agrícolas y estrés hídrico, hasta efectos negativos en la salud humana y la seguridad alimentaria. La literatura científica ha documentado que, en amplias zonas de Sudamérica, incluidos países como Argentina, Brasil y Uruguay, se han observado tendencias hacia condiciones más cálidas y transformaciones en los patrones de precipitación, con un aumento en la magnitud y frecuencia de extremos de temperatura y precipitación en las últimas décadas.

En Argentina, se registran incrementos en las temperaturas mínimas y patrones cambiantes de precipitaciones, lo que a su vez está relacionado con cambios en la ocurrencia de eventos extremos térmicos e hidrometeorológicos. Estos cambios no son homogéneos en todo el territorio: mientras algunas regiones experimentan aumentos de eventos cálidos, otras presentan variaciones complejas ligadas a la interacción de forzantes regionales y modos de variabilidad climática.

La provincia de Santa Fe, ubicada en el centro-este del país, ha evidenciado una marcada influencia de variabilidad climática sobre diferentes escalas temporales y cambios climáticos de relevancia. La variabilidad —caracterizada por fluctuaciones de interanuales a decadales— constituye un factor crítico para las principales actividades socioeconómicas de la región, particularmente la agroindustria, altamente dependiente de condiciones hidroclimáticas estables y predecibles. Asimismo, los cambios registrados en diferentes variables climáticas, principalmente en precipitación y temperatura, junto a la presencia de eventos extremos de precipitación, intensifican los riesgos de inundaciones, mientras que periodos secos prolongados afectan la disponibilidad hídrica y productividad agrícola.

La conjunción de estos factores sitúa a la provincia de Santa Fe en una posición de alta exposición y vulnerabilidad ante las variaciones climáticas actuales y futuras. La complejidad de los efectos del cambio climático y de la propia variabilidad climática regional exige mejorar los sistemas de monitoreo, análisis y gestión del riesgo climático. Esto es esencial, no solo para comprender la evolución histórica de sus principales variables meteorológicas —como temperatura y precipitación— sino también para proporcionar información científica robusta que sirva de base para el diseño de políticas públicas y medidas de adaptación orientadas a reforzar la resiliencia de la región ante fenómenos hidrometeorológicos extremos.

2. RECOPIACIÓN Y PROCESAMIENTO DE DATOS OBSERVADOS

2.1 Series de datos de temperatura y precipitación

Se recopilaron y sistematizaron registros diarios de temperatura máxima (Tmax), temperatura mínima (Tmin) y precipitación, provenientes de estaciones del Servicio Meteorológico Nacional (SMN), del Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria (INTA), de la Red Hidrológica Nacional (RHN) y de la Administración Provincial del Agua del Chaco (APA). La selección de estaciones se realizó considerando la extensión temporal de los registros, la continuidad de las series y la calidad de los datos disponibles. El proceso de depuración y selección de las series de precipitación siguió los estándares recomendados por la Organización Meteorológica Mundial (WMO), particularmente los lineamientos establecidos en el Capítulo 9 de la *Guía de Prácticas Hidrológicas* (WMO, 2009), asegurando que los registros utilizados cumplan con los requisitos mínimos de control de calidad. Como resultado, se identificaron y seleccionaron 46 estaciones ubicadas dentro de la provincia de Santa Fe y en áreas limítrofes. La Tabla 1 resume sus principales características —ubicación geográfica, período disponible, fuente de procedencia, variables medidas y porcentaje de datos faltantes—, mientras que la Figura 1 muestra su distribución espacial, con códigos coincidentes con la tabla descriptiva. En términos de cobertura de variables, las estaciones de APA y RHN aportan únicamente registros de precipitación, mientras que las de SMN e INTA proveen datos tanto de precipitación como de temperatura. El período temporal de cada estación varía según su fecha de instalación y la continuidad del servicio.

Toda la información recopilada fue unificada y consolidada en bases de datos homogéneas a paso diario, conforme al repositorio regional desarrollado especialmente para este estudio. Cabe destacar que una proporción importante de estaciones se encuentra fuera del límite administrativo de Santa Fe; esta decisión permite capturar adecuadamente los gradientes espaciales del clima regional, que no se restringen a divisiones políticas. Los registros provenientes de localidades circundantes ofrecen información esencial para el análisis de la variabilidad y los cambios climáticos en la provincia y constituyen un insumo clave para la caracterización espacial del sistema hidroclimático.

Tabla 1: Estaciones con extensos períodos de datos y escaso porcentaje de faltantes, utilizadas para detectar señales de variabilidad y cambio climático en la provincia de Santa Fe

N°	Estación	longitud	latitud	Período	Fuente	Datos Faltantes (%)
1	Las Breñas	-61.12	-27.08	01/01/1967 a 31/10/2025	INTA	1.80
2	Roque Sáenz Peña Aero	-60.4	-26.75	01/01/1961 a 31/10/2025	SMN	1.20
3	Resistencia Aero	-59.05	-27.45	01/01/1963 a 31/10/2025	SMN	1.15
4	Colonia Benítez	-58.93	-27.42	01/01/1968 a 31/10/2025	INTA	0.05
5	Corrientes Aero	-58.77	-27.45	01/01/1962 a 31/10/2025	SMN	0.08
6	Ceres Aero	-61.95	-29.88	01/01/1931 a 31/10/2025	SMN	0.01
7	Reconquista Aero	-59.7	-29.18	01/01/1948 a 31/10/2025	SMN	0.03
8	Bella Vista	-58.92	-28.43	01/01/1931 a 31/10/2025	INTA	2.03
9	Rafaela	-61.55	-31.18	01/04/1961 a 31/10/2025	INTA	0.02

10	Sauce Viejo Aero	-60.82	-31.7	01/01/1958 a 31/10/2025	SMN	0.47
11	Paraná Aero	-60.48	-31.78	01/01/1931 a 31/10/2025	SMN	0.33
12	Marcos Juárez Aero	-62.15	-32.7	01/10/1961 a 31/10/2025	SMN	0.01
13	Venado Tuerto	-61.97	-33.67	01/01/1989 a 31/10/2025	SMN	5.57
14	El Trébol	-61.67	-32.2	01/01/1989 a 31/01/2025	SMN	3.43
15	Oliveros	-60.85	-32.55	01/07/1961 a 31/10/2025	INTA	0.039
16	Rosario Aero	-60.78	-32.92	01/04/1935 a 31/10/2025	SMN	0.21
17	Pergamino	-60.55	-33.93	15/07/1931 a 31/10/2025	INTA	0.07
18	San Pedro	-59.68	-33.68	01/01/1967 a 31/10/2025	INTA	0.90
19	Laboulaye Aero	-63.37	-34.13	01/01/1940 a 31/10/2025	SMN	0.02
20	General Villegas	-62.73	-34.92	01/04/1973 a 31/10/2025	INTA	2.30
21	Junín Aero	-60.92	-34.55	7/1/1958 a 31/10/2025	SMN	0.02
22	Fortín Olmos	-60.5	-29.07	01/01/1973 a 30/09/2025	RHN	4.58
23	Escuela 1256	-59.7	-28.24	01/11/1984 a 30/09/2025	RHN	5.50
24	Florencia	-59.23	-28.03	01/08/1983 a 30/09/2025	RHN	3.30
25	RN N11 3232	-59.36	-28.56	01/01/1975 a 30/09/2025	RHN	4.90
26	Tres Bocas	-59.63	-28.69	01/12/1984 a 30/09/2025	RHN	1.00
27	La Sarita	-59.85	-28.97	01/01/1976 a 30/09/2025	RHN	5.80
28	Santa Lucia	-59.1	-28.99	01/12/1968 a 30/09/2025	RHN	6.40
29	Margarita	-60.02	-29.58	01/01/1976 a 30/09/2025	RHN	1.00
30	Malvinas Sur	-59.02	-29.71	01/05/1976 a 30/09/2025	RHN	3.50
31	Pueblo Libertador	-59.38	-30.22	01/03/1983 a 30/09/2025	RHN	8.20
32	Paso Junce	-59.25	-30.35	01/05/1976 a 30/09/2025	RHN	5.70
33	Cacique Ariacaiquin	-60.23	-30.66	01/01/1981 a 30/09/2025	RHN	1.50
34	Chorotis	-61.4	-27.91	01/01/1954 a 30/10/2025	APA	2.35
35	Hermoso Campo	-61.35	-27.61	01/01/1954 a 30/10/2025	APA	8.95
36	General Pinedo	-61.28	-27.32	01/01/1954 a 30/10/2025	APA	6.45
37	Gancedo	-61.68	-27.49	01/01/1954 a 30/10/2025	APA	4.25
38	San Bernardo	-60.71	-27.28	01/01/1959 a 30/10/2025	APA	3.85
39	Villa Berthet	-60.41	-27.29	01/01/1952 a 30/10/2025	APA	9.50
40	Santa Sylvina	-61.14	-27.83	01/01/1954 a 30/10/2025	APA	8.69
41	Coronel Du Graty	-60.9	-27.68	01/11/1976 a 30/10/2025	APA	2.56
42	Samuhú	-60.39	-27.52	01/01/1954 a 30/10/2025	APA	7.89
43	La Sabana	-59.94	-27.87	01/01/1954 a 30/10/2025	APA	8.59
44	Charadai	-59.86	-27.65	01/01/1909 a 30/10/2025	APA	10.26
45	Basail	-59.28	-27.88	01/01/1955 a 30/10/2025	APA	8.56

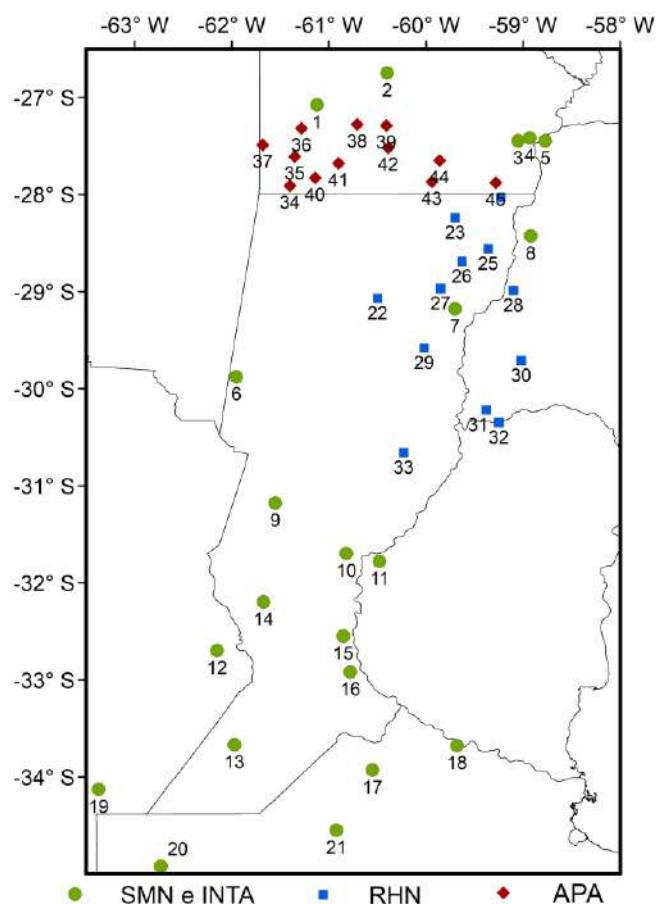


Figura 1: Ubicación geográfica de las estaciones de la Tabla 1 diferenciadas según el organismo de procedencia

Se construyeron las series temporales cronológicas de precipitación y de temperatura máxima y mínima diaria a partir de la organización y sistematización de los registros suministrados por las distintas redes de observación. Paralelamente, se estimó el porcentaje de datos faltantes en cada estación con el fin de evaluar la disponibilidad y completitud de las series, asegurando que la ausencia de información no afecte la representatividad de los análisis posteriores. Tal como se resume en la Tabla 1, las estaciones del SMN y del INTA presentan porcentajes mínimos de datos faltantes —en general inferiores al 1 % del período total disponible— y, por lo tanto, constituyen la base principal del estudio. En contraste, las estaciones del RHN y del APA muestran mayores niveles de discontinuidad, por lo que su información se utilizará principalmente para validar y complementar los registros de SMN e INTA. No obstante, en áreas donde la red de observación presenta menor densidad y no existen estaciones cercanas con series completas, los datos de RHN y APA podrán ser empleados para reforzar la caracterización espacial de la precipitación.

2.2 Control de calidad de los datos

Para asegurar la confiabilidad de los resultados obtenidos en este estudio, es indispensable contar con una base de datos robusta y consistente. La calidad y coherencia de las series son condiciones fundamentales para la validez de los análisis estadísticos

posteriores. Con este fin, se aplicaron diversos controles destinados a depurar datos erróneos o dudosos relacionados con problemas de observación, errores de digitalización o transcripción y fallas en el registro. El proceso de control incluyó la detección y eliminación sistemática de valores faltantes, atípicos o mal tipificados. Los datos identificados como no confiables fueron descartados de acuerdo con los procedimientos descritos a continuación.

Controles generales. Se verificó la integridad estructural de los registros, incluyendo la ausencia de fechas duplicadas o fuera de secuencia y la detección de valores fuera de formato o físicamente imposibles, como precipitaciones negativas.

Controles de rango fijo. Estos controles permitieron detectar valores físicamente inviables o estadísticamente improbables asociados a errores instrumentales o de transcripción. Para cada estación se definió un rango fijo de aceptación basado en el promedio diario y su dispersión. Se clasificó como sospechoso todo registro cuya magnitud superara cinco desvíos estándar respecto del valor medio para las series de temperatura, y treinta desvíos estándar en el caso de la precipitación.

Controles de consistencia espacial. Dada la baja variabilidad espacial de la temperatura, este control se aplicó exclusivamente a la precipitación. Se calcularon coeficientes de correlación entre estaciones cercanas y se definió un umbral mínimo de 0,4 para considerar congruente una serie respecto de sus vecinas. Los registros correspondientes a estaciones con correlaciones inferiores a ese valor fueron descartados del análisis.

Controles de continuidad temporal. Este control evaluó la evolución temporal de cada serie y la persistencia de valores consecutivos. En precipitación, se inspeccionaron secuencias prolongadas de valores idénticos —en particular ceros consecutivos— para identificar posibles sustituciones erróneas. No se detectaron secuencias erróneas de valores distintos de cero, pero se han eliminado en ciertas estaciones períodos muy largos de ceros consecutivos que podrían ser faltantes de datos rellenados erróneamente. Para ello, se detectó en cada estación la persistencia de días sin precipitación definida climatológicamente. A este valor climatológico se le sumaron dos desviaciones estándar para definir el umbral de eliminación de ceros consecutivos. Otro factor que se tuvo en cuenta fue la estacionalidad de la variable.

Luego de descartar los datos dudosos mediante los análisis mencionados, se consideró que las series de datos disponibles eran aptas para su posterior procesamiento.

2.3 Relleno de las series temporales diarias

Los datos diarios de todas las estaciones fueron revisados y se completaron los registros en los diversos períodos temporales. Para reemplazar los días sin datos de precipitación, Tmax o Tmin, se utilizaron métodos basados en valores registrados en estaciones cercanas (Eischeid, 2000). Se debe notar que, para el caso de la precipitación, se definió un umbral mínimo de correlación de 0.4 entre estaciones con datos diarios a ser rellenadas. Este valor resulta muy adecuado para datos de precipitación a escala diaria. En la bibliografía, los

umbrales de correlación para el relleno de datos de precipitación suelen tomarse en el rango de valores entre 0.3 y 0.4 (p.ej., Esiched et al., 2000 y sus referencias). En el caso de la temperatura, al ser una variable con mejor variabilidad espacial y temporal, las correlaciones entre estaciones son mayores. Se seleccionaron y analizaron dos métodos: el método de la razón normal (NR) y la regresión lineal (RL).

Método de la razón normal (RN)

En el método de la razón normal (Young et al., 1992), los pesos para las estaciones cercanas utilizadas en el algoritmo de estimación se obtienen según:

$$W_i = \frac{r_i^2(n_i - 2)}{1 - r_i^2} \quad (1)$$

Donde r es el coeficiente de correlación para cada serie temporal diaria entre la estación objetivo y las i^{th} estaciones vecinas, n_i es el número de datos usados para estimar el coeficiente de correlación y W_i es el peso resultante.

Método de regresión lineal (RL)

En la regresión lineal, los datos faltantes se obtuvieron por la determinación de las series simples de mayor correlación, en los casos donde no se registraban datos de más de una estación en los períodos faltantes. Esta aproximación ha sido utilizada para reconstruir series diarias de temperatura (Allen R. D., 2000) y de precipitación (Vicente-Serrano S., 2010). Este método produce buenos resultados para la temperatura, debido a que esta variable no posee cambios espaciales abruptos y varía gradualmente en el espacio; mientras que muestra algunos problemas con las series diarias de precipitación, ya que presenta menores correlaciones con las estaciones próximas (Auer, 2005).

Los resultados de estos métodos se analizaron estimando valores de las series en distintas estaciones y calculando la diferencia con los datos observados, evaluando los errores promedio, mínimo, máximo y el desvío estándar. El NR y la RL obtuvieron errores aceptables y similares, por lo que se utilizaron ambos, dependiendo de las correlaciones entre estaciones y la disponibilidad de datos en las series de estaciones vecinas en los períodos faltantes. La RL obtuvo menores errores medios (cerca de 0), pero desvíos más importantes que el método NR.

Las estaciones vecinas utilizadas para el proceso de relleno de datos faltantes se seleccionaron de acuerdo a su correlación máxima con la estación a completar; con valores mínimos de 0.9 para datos de temperatura (que presentan menor variabilidad espacio-temporal) y de 0.4 para las estaciones de precipitación. Un mínimo de una estación vecina se necesita para estimar los datos faltantes y un máximo de cuatro, ya que la inclusión de cinco o más estaciones no mejora significativamente la interpolación y puede, incluso, afectar negativamente la estimación (Eischeid, 2000). Se utilizó el método de RL cuando se contaba con solo una estación con datos en el período a rellenar o el de NR cuando había más de una.

3. ASPECTOS METODOLÓGICOS

3.1 Variabilidad climática

Para el estudio de la variabilidad y los cambios en las series temporales de precipitación y temperatura se utilizaron los datos rellenados y con control de calidad de las estaciones con extensos registros de datos recopilados en la región de estudio. Se construyeron las series temporales de precipitación y temperatura máxima y mínima, que son la información más general y precisa para detectar posibles cambios de largo período y la presencia de variabilidad en diferentes escalas (de interanuales a decadales).

3.1.1 Análisis Espectral Singular (SSA)

Las series de precipitación y temperatura pueden presentar condiciones de no estacionariedad, como tendencias (generalmente no lineales) que hacen que estas series temporales no sean muy adecuadas para ser tratadas por los métodos espectrales convencionales (los que, por otra parte, requieren específicamente estacionariedad). El uso de un método menos estructurado, como el Análisis Espectral Singular (SSA, Ghil et al., 2001; Wilks, 2006) parece ser más adecuado para encarar el problema.

El comportamiento temporal de las series estudiadas se analizó con el método SSA, con el fin de determinar las estructuras espacio-temporales de tendencias y modos oscilatorios de las series. El SSA es un método estadístico aplicado en el dominio temporal cuyo objetivo es describir la variabilidad de una serie de tiempo discreta y finita $X_i^* = X^*(i\Delta t)$, ($i = 1, \dots, N$ y $\Delta t =$ intervalo de muestreo) en términos de la estructura de la autocovarianza desplazada en el tiempo. Normalizando los datos, se transforman las variables a $X_i = X(i\Delta t)$ y se define una matriz de autocovarianzas desplazada en el tiempo, C ($M \times M$), según:

$$C_{ij} = \frac{1}{N-M} \sum_{s=i}^{N-M+|i-j|} X_s X_{s+|i-j|} \quad (i, j = 1, \dots, M) \quad (2)$$

donde M es la dimensión del espacio temporal sobre el cual se define la autocovarianza y $\tau = M\Delta t =$ máximo retardo (lag).

La descomposición en autovalores de la matriz de autocovarianza C ($M \times M$) hasta un lag $M\Delta t$ produce funciones ortogonales empíricas temporales T-EOF = [T-EOF1, ..., T-EOFM] con T-EOF $_k$ = [$E_k(1), \dots, E_k(M)$] T y componentes principales temporales T-PC = [T-PC1, ..., T-PCN-M], con el vector columna definido como T-PC $_k$ = [PC $_k(1), \dots, PC_k(N-M)$] T , estadísticamente independientes. M es el máximo número de lags o longitud de la ventana. Cada T-PC tiene una varianza λ_s y representa una versión filtrada de la serie original, X_i . En el contexto del SSA, una estructura cuasi-oscilatoria $X(k)$ estará presente cuando: a) se encuentren dos autovalores consecutivos, λ_s y λ_{s+1} , aproximadamente iguales, b) las dos correspondientes T-EOFs y T-EOFs+1 sean aproximadamente periódicas, con el mismo período y en cuadratura, c) las T-PCs y T-PCs+1 asociadas estén también en cuadratura. Establecer si tanto los autovectores como las componentes están en cuadratura es un problema que en general no puede determinarse por simple inspección. Un método útil es realizar la correlación entre pares de componentes y determinar el lag para el cual se

produce el mayor valor. Dicho lag corresponde a $T/4$, siendo T el período dominante de la componente oscilatoria.

Un tópico fundamental en el SSA es la adecuada elección de M , ya que no puede resolver períodos mayores que la longitud de la ventana utilizada. De todos modos, en la reconstrucción de las señales, los resultados mejoran al aumentar M , siempre y cuando los errores estadísticos no dominen los últimos valores de la función de autocovarianza. Para prevenir este inconveniente, en la práctica, el ancho de ventana no debe exceder de $M = N/3$ y debe ser seleccionado entre el período de la oscilación y el tiempo de vida medio de su ciclo (Von Storch, 1995). Esta última cantidad no puede ser estimada a priori, pero estos autores sugieren que el SSA es exitoso analizando períodos en el rango $(M/5, M)$. En este estudio, se utilizó un valor de $M = 10$ años para analizar los modos dominantes de variabilidad interanual y estudiar las tendencias y períodos dominantes de baja frecuencia, que pueden otorgar indicios de la variabilidad decadal en la región.

Las series temporales, o parte de ellas, que correspondan a modos dominantes (tendencias no lineales o pares oscilatorios) pueden ser reconstruidas por medio de combinaciones lineales de las T-PCs y los autovectores, según:

$$X_i = X(i\Delta t) = \frac{1}{M} \sum_{k=1}^M \sum_{i+j=s} [(T - PC)_k(i)] [(T - EOF)_k(j)] \quad (3)$$

siendo k el set de T-EOFs en los que se basa la reconstrucción.

A modo de sintaxis, se construyó una matriz de entrada que contiene la serie $X^*(i\Delta t)$, donde $i = 1, \dots, N$ son los lags y Δt es el incremento del tiempo (el “tamaño” del lag). La matriz de covarianzas desfasada C_{ij} (Ecuación 2), contiene las covarianzas de las series temporales en todas las combinaciones posibles de lags. Las T-PCs obtenidas por la descomposición de la C_{ij} se pueden interpretar como medias móviles de las series temporales originales, ponderando los valores medios con las coordenadas de los T-EOFs. La descomposición en T-PCs y su posterior reconstrucción (Ecuación 3) permiten identificar las diferentes señales y procesos ocultos en la serie $X^*(i\Delta t)$. Las primeras T-PCs estarán asociadas con mecanismos determinísticos que explican la mayor cantidad de varianza de la serie. Las restantes T-PCs aportan información que no se separa del ruido de fondo.

Una virtud del SSA es que las componentes principales temporales (T-PCs) no serán necesariamente sinusoidales, lo que implica que el método no necesita descomponer una simple oscilación no lineal en un gran número de ondas sinusoidales. En el caso de poder determinar estructuras cuasioscillatorias (modos de oscilación) en las series, el método asocia dichos modos a pares de T-PCs, independientemente de la forma de las componentes. Esto permite determinar condiciones de no linealidad que otros métodos evitan.

3.1.2 Índice Estandarizado de Precipitación (SPI)

El Índice Estandarizado de Precipitación (SPI; McKee et al., 1993) cuantifica las anomalías de precipitación mediante la estandarización estadística de los acumulados en

distintas escalas temporales. Se trata de uno de los indicadores más empleados a nivel internacional para caracterizar déficits y excesos de precipitación (Hao et al., 2014; Chiang et al., 2021) y constituye, además, el índice recomendado por la Organización Meteorológica Mundial para el monitoreo operativo de sequías y riesgos climáticos (Hayes et al., 2011).

En este estudio, el SPI se estimó siguiendo un enfoque no paramétrico (Hao et al., 2014; Farahmand y AghaKouchak, 2015). Las series mensuales de precipitación se transformaron en SPI para escalas de 3 y 24 meses (SPI-3 y SPI-24). El SPI-3 representa condiciones húmedas o secas en períodos estacionales, mientras que el SPI-24 captura déficits o excesos sostenidos asociados a sequías hidrológicas y eventos húmedos persistentes. Posteriormente, se clasificaron las condiciones secas y húmedas utilizando los umbrales probabilísticos de Lloyd-Hughes y Saunders (2002), tal como se resume en la Tabla 2. El análisis se focaliza en eventos severos, definidos como aquellos meses en los que $SPI > 1,5$ (condiciones húmedas severas) o $SPI < -1,5$ (condiciones secas severas). Finalmente, se evaluó la extensión espacial de estos eventos extremos estimando, para cada mes, el porcentaje del área de estudio que se encuentra bajo condiciones al menos severas.

Tabla 2 - Escalas de clasificación para SPI utilizadas en este estudio y las probabilidades de eventos asociadas (Lloyd-Hughes et al., 2002)

SPI	Categoría	Probabilidad (%)
2.00 o mas	Extremadamente húmedo	2.3
1.50 a 1.99	Severamente húmedo	4.4
1.00 a 1.49	Moderadamente húmedo	9.2
-0.99 a 0.99	Normal	68.2
-1.00 a -1.49	Moderadamente seco	9.2
-1.50 a -1.99	Severamente seco	4.4
-2.00 o menos	Extremadamente seco	2.3

3.2 Extremos climáticos de temperatura y precipitación

Para obtener una perspectiva uniforme de los cambios observados en los extremos climáticos, el Equipo de Expertos en Detección del Cambio Climático e Índices (ETCCDI, por su sigla en inglés) definió un grupo de índices descriptivos de extremos de precipitación y temperatura, incluyendo la posibilidad de analizar la frecuencia, amplitud y persistencia de estos extremos (Klein Tank et al., 2009). Estos índices fueron ampliamente utilizados para estudiar y monitorear cambios en extremos y para obtener resultados estándares coherentes de cambios en todo el mundo. Además, son robustos estadísticamente, pueden cubrir un amplio rango de climas y tienen una alta relación señal-ruido. Se dividen en cuatro categorías: (1) índices absolutos, que describen, por ejemplo, el día más cálido o frío del año o la cantidad acumulada de precipitación en 1 o 5 días; (2) índices de umbral, que cuentan el número de días cuando un umbral de temperatura o precipitación es excedido (e.g., días con heladas o noches tropicales); (3) índices de duración, que describen la longitud de períodos secos o húmedos (cálidos o fríos) e (4) índices de umbral basados en percentiles (se hace referencia a índices de percentiles), que describen las tasas de exceso debajo o sobre un umbral definido como el 10th o 90th percentil derivado del período base 1991-2020.

En el presente estudio se calcularon los índices listados en la Tabla 3, aplicados en estaciones con registros suficientemente extensos dentro del período disponible de cada serie. Estos indicadores permiten evaluar de manera integrada la frecuencia, intensidad y duración de los eventos climáticos extremos que afectan a la provincia de Santa Fe.

Tabla 3 - Índices de extremos climáticos ETCCDI utilizados en este trabajo

Índices de temperatura				
	Índice	Nombre	Definición	Unidad
Frecuencia	TX90p	Días Cálidos	Porcentaje de días por año cuando TX > 90th percentil	% de días
	TX10p	Días Fríos	Porcentaje de días por año cuando TX < 10th percentil	% de días
	TN90p	Noches Cálidas	Porcentaje de días por año cuando TN > 90th percentil	% de días
	TN10p	Noches Frías	Porcentaje de días por año cuando TN < 10th percentil	% de días
	FD	Días de Heladas	Nº de días en un año cuando TN (mínimo diario) < 0 °C	días
Intensidad	TXx	Max T máxima	Valor anual máximo de temperatura máxima diaria	°C
	TXn	Mín T máxima	Valor anual mínimo de temperatura máxima diaria	°C
	TNx	Máx T mínima	Valor anual máximo de temperatura mínima diaria	°C
	TNn	Mín T mínima	Valor anual mínimo de temperatura mínima diaria	°C
Duración	WSDI	Indicador de la duración de períodos cálidos	Contaje anual de días con por lo menos 6 días consecutivos en que TX > 90th percentil	días
	CSDI	Indicador de la duración de períodos fríos	Contaje anual de días con por lo menos 6 días consecutivos en que TN < 10th percentil	días
Índices de precipitación				
Intensidad	RX1day	Cantidad máxima de precipitación en 1 día	Valor máximo anual de precipitación en 1 día	mm
	RX5day	Cantidad máxima de precipitación en 5 días	Valor máximo anual de precipitación en 5 días consecutivos	mm
	SDII	Índice simple de intensidad diaria	Precipitación anual total dividida por el número de días con lluvia en un año	mm/día
Duración	CWD	Días de lluvia consecutivos	Número máximo de días consecutivos con precipitación mayor a 1 mm	días
	CDD	Días secos consecutivos	Número máximo de días consecutivos sin precipitación	días

3.3 Cambio Climático

3.3.1 Modelos de Circulación General

En este estudio se utilizaron modelos de última generación de la fase 6 del Proyecto de Intercomparación de Modelos Acoplados (CMIP6) (Eyring et al., 2016). Este grupo de modelos es la herramienta más adecuada que existe en la actualidad para investigar los cambios del clima regional y las proyecciones bajo escenarios futuros.

El proyecto CMIP6 incluye experimentos de escenarios futuros establecidos por el Proyecto de Intercomparación de Modelos (MIP por sus siglas en inglés, O'Neill et al. 2016). Un componente de estos escenarios es un conjunto de futuros alternativos de desarrollo social conocidos como Trayectorias Socioeconómicas Compartidas (SSP por sus siglas en inglés, Riahi et al. 2016). Los SSP describen probables cambios alternativos en aspectos sociales, tales como factores demográficos, económicos, tecnológicos, sociales, de gobernanza y ambientales (O'Neill et al. 2016). Según O'Neill et al. (2017), los SSP establecen cinco escenarios que describen desarrollos socioeconómicos alternativos: desarrollo sostenible (SSP1), desarrollo intermedio (SSP2), rivalidad regional (SSP3), desigualdad (SSP4) y desarrollo basado en combustibles fósiles (SSP5). Los SSP se combinan con proyecciones de modelos climáticos basados en cuatro Trayectorias Representativas de Concentración (RCP, por sus siglas en inglés) de gases de efecto invernadero (GEI), los que al aumentar su concentración provocarían un aumento de la temperatura media global. En estos diferentes escenarios, las concentraciones de GEI se han establecido en función de un forzante radiativo equivalente que produciría el mismo efecto de calentamiento y que alcanzaría 2.6, 4.5, 6.0 y 8.5 W/m² en el año 2100. Por lo tanto, la fase de integración reúne las simulaciones climáticas y los futuros sociales basados en SSPs: cada trayectoria de combinación SSP representa un escenario integrado de cambio climático y social futuro. Estos escenarios integrados se denominan SSPx – y, donde x es el SSP específico e y representa la trayectoria de forzamiento, definida por su nivel de forzamiento radiativo promedio global a largo plazo.

El presente estudio evalúa tres escenarios integrados, SSP1–2.6, SSP2–4.5 y SSP5–8.5 que combinan diferentes escenarios de desarrollo social SSP y niveles de forzamiento radiativo promedio global a largo plazo RCP (O'Neill et al. 2016). Se utilizaron tres de los escenarios combinados SSPx-y: SSP1-2.6 que combina el desarrollo sostenible y la mitigación de las emisiones de gases de efecto invernadero (GEI), SSP2-4.5 que combina el desarrollo intermedio y la estabilización de las emisiones de GEI, y un SSP5-8.5 que combina el desarrollo propiciado por combustibles fósiles y las altas emisiones de GEI (SSP5-8.5).

En este estudio, se evaluaron los cambios a futuro de la precipitación anual y la temperatura media anual en esos escenarios empleando las simulaciones de Modelos de Circulación General (GCM, por su sigla en inglés) del proyecto CMIP6, que fueron desarrolladas por prestigiosos centros e instituciones dedicadas al modelado numérico. Se utilizaron dos tipos de GCMs: de resolución media y de alta resolución (HighResMIP v1.0, Haarsma et al., 2016). También se evaluó la capacidad de ambos conjuntos de GCMs para reproducir la temperatura y la precipitación observada durante el período histórico de referencia 1950-2014. Con estos modelos se evaluaron dos tipos de simulaciones de

temperatura media anual y precipitación anual, las históricas que cubren el período 1950-2014 y las futuras que cubren el período 2014-2050.

La Tabla 4 contiene la lista de los 12 GCMs seleccionados que constituyen el conjunto de modelos de media resolución espacial empleados, con indicación de la institución y país de desarrollo, el tipo de modelo y la resolución espacial. Este conjunto de modelos fue seleccionado por ser los de mayor resolución espacial dentro del conjunto total de GCMs existentes.

Tabla 4. Modelos de Circulación General (GCMs) de CMIP6 de media resolución espacial usados en este estudio y sus atributos

	Modelo	Institución, País	Tipo	Resolución Espacial (° lat x ° lon)
1	ACCESS-CM2	CSIRO-ARCCSS, Australia	AOGCM	1.25 x 1.875
2	ACCESS-ESM1-5	CSIRO, Australia	ESM	1.25 x 1.875
3	BCC-CSM2-MR	BCC, China	AOGCM	1.125 x 1.125
4	CESM2	NCAR, USA	AOGCM, BGC	0.9375 x 1.25
5	EC-Earth3	EC-Earth-Consortium, Sweden	AOGCM	0.93 x 0.93
6	FGOALS-f3-L	CAS, China	AOGCM	1.25 x 1
7	FIO-ESM2-0	FIO-QLNM, China	ESM	0.9375 x 1.25
8	HadGEM3-GC31-MM	MOHC, UK	AOGCM, AER	0.55 x 0.83
9	MIROC6	MIROC, Japan	AOGCM, AER	1.41 x 1.41
10	MPI-ESM1-2-HR	MPI-M, Germany	ESM	0.937 x 0.937
11	MRI-ESM2.0	MRI, Japan	ESM	1.125 x 1.125
12	NorESM2-MM	NCC, Norway	ESM, AER, BGC	0.9375 x 1.25

Además, se utilizó un conjunto de simulaciones de alta resolución desarrolladas en el marco del proyecto HighResMIP v1.0 de CMIP6 (Haarsma et al., 2016), realizadas con distintos modelos de circulación general y por instituciones internacionales participantes. La Tabla 5 presenta los cinco GCM incluidos en este conjunto, junto con la institución desarrolladora, país de origen, tipo de modelo y resolución espacial, que varía entre 0.25° y 0.5° de latitud-longitud. HighResMIP proporciona dos tipos de simulaciones: (1) históricas (1950–2014), utilizadas para evaluar el desempeño de los modelos frente a las observaciones, y (2) futuras (2014–2050), generadas bajo un único escenario denominado *highres-future*, que representa una extensión de las condiciones actuales sin cambios sustanciales en la trayectoria socioeconómica o de emisiones (Haarsma et al., 2016). El conjunto utilizado incluye todos los modelos HighResMIP de CMIP6 que disponen de simulaciones históricas y futuras comparables. La principal ventaja de estas simulaciones radica en su mayor resolución espacial respecto de los modelos CMIP6 de resolución media —típicamente del orden de 1° o mayor—, lo que permite representar con mayor detalle la

interacción entre la topografía regional, la circulación atmosférica y los patrones espaciales de temperatura y precipitación.

Tabla 5. Modelos de Circulación General de CMIP6 de alta resolución espacial (HighResMIP) usados en este estudio y sus atributos

	Modelo	Institución, País	Tipo	Resolución Espacial (° lat x ° lon)
1	HiRAM-SIT-HR	AS-RCEC, Taiwan	AOGCM	0.23 x 0.23
2	CNRM-CM6-1-HR	CNRM-CERFACS, France	AOGCM	0.5 x 0.5
3	HadGEM3-GC31- HM	MOHC, UK	ESM	0.35 x 0.235
4	CMCC-CM2-VHR4	CMCC, Italy	AOGCM	0.31x 0.23
5	EC-Earth3P-HR	EC-Earth Consortium	AOGCM	0.35 x 0.35

Si bien las simulaciones históricas de los modelos de resolución media cubren el período 1850–2014, en este estudio se emplea únicamente el tramo 1950–2014, asegurando la consistencia temporal con las simulaciones de alta resolución. Para las proyecciones futuras, los modelos CMIP6 de resolución media contabilizan simulaciones extendidas hasta 2100; sin embargo, se adopta aquí el período 2014–2050, nuevamente en concordancia con el horizonte temporal disponible en el conjunto HighResMIP.

Cada uno de los modelos listados en la Tabla 4 (GCM de resolución media) dispone de múltiples miembros o realizaciones, idénticas en formulación pero inicializadas con pequeñas perturbaciones en las condiciones de partida. Para cada modelo se construyó un ensamble multimiembro promediando todas las realizaciones disponibles. Posteriormente, se combinaron los ensambles multimiembro de cada GCM para formar un ensamble multimodelo de resolución media. La generación de ensambles multimiembro y multimodelo tiene por objetivo reducir la incertidumbre asociada tanto a la variabilidad interna del sistema climático como a las diferencias estructurales entre modelos (Lehner et al., 2020; Deser et al., 2020). Este procedimiento mejora la capacidad de las simulaciones para reproducir la señal climática observada y proporciona proyecciones futuras más robustas y confiables.

Para el análisis de eventos relacionados con olas de calor se utilizaron simulaciones diarias de los 12 GCMs listados en la Tabla 4, provenientes de la base de datos NASA Earth Exchange Global Daily Downscaled Projections (NEX-GDDP-CMIP6). Este conjunto de datos proporciona proyecciones climáticas diarias en alta resolución espacial y con corrección de sesgo, lo que resulta particularmente adecuado para el estudio de eventos extremos de corta duración. Las simulaciones fueron generadas mediante el método Bias Correction Spatial Disaggregation (BCSD), un esquema estadístico de reducción de escala desarrollado para mejorar la representación regional de los resultados de los modelos climáticos globales (Maurer et al., 2008). El método compara las simulaciones históricas de los GCMs con observaciones de referencia y utiliza esa información para ajustar las proyecciones futuras, reduciendo los sesgos sistemáticos y aumentando la consistencia espacial y temporal de las simulaciones. Además, incorpora el detalle espacial de bases de

datos observacionales para interpolar los resultados de cada modelo a una retícula común de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ de resolución horizontal (aproximadamente $25 \text{ km} \times 25 \text{ km}$), permitiendo una representación más detallada de la variabilidad espacial de la temperatura en la región de estudio.

3.3.2 Habilidad de los modelos climáticos para representar el clima actual

Se evaluó la habilidad de los GCMs para representar la temperatura y la precipitación observadas, mediante métricas estadísticas. Se calcularon las métricas estadísticas de cada variable en la región de estudio, tanto para el ensamble multimiembros de los modelos individuales (en el caso de los modelos de media resolución) como para los ensambles multimodelo. Las métricas utilizadas son: la raíz del error cuadrático medio (RMSE, por su sigla en inglés), el error medio (MBE, por su sigla en inglés) y el coeficiente de correlación de Pearson (r).

$$MBE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (P_i - O_i) \quad (1)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (P_i - O_i)^2} \quad (2)$$

$$r = \frac{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (P_i - P_{med}) * (O_i - O_{med})}{\sigma_p \sigma_o} \quad (3)$$

donde P_i es el i -ésimo valor simulado, O_i es el i -ésimo valor observado, P_{med} y O_{med} son los promedios de los valores simulados y observados, respectivamente; σ_p y σ_o son los desvíos estándar simulados y observados, respectivamente; y n es el número de pares de datos.

El error medio (MBE, ecuación 1) indica si la simulación de los GCMs sobreestima (valor positivo) o subestima (valor negativo) los datos observados. El RMSE (ecuación 2) representa la magnitud del error, penalizando más a los errores mayores frente a los menores, ya que está elevado al cuadrado. El coeficiente de correlación de Pearson indica la dependencia lineal entre la simulación y la variable observada, con un rango de valores de +1 a -1. Un valor de 0 indica que no hay asociación alguna entre las dos variables, un valor mayor que 0 indica una asociación positiva o directa y un valor menor que 0 una asociación negativa o inversa.

Se aplicó un método de escalamiento local, o corrección de sesgos, con el propósito de corregir los errores sistemáticos o sesgos de los GCMs y ajustar las variables simuladas a los valores históricos observados (Maraun et al., 2010). Para ello se calcula un factor de escalamiento definido como el cociente entre el valor medio de la variable observada y el valor medio de la variable simulada, ambas del período de referencia histórico o pasado, indicado con el supra índice p . Así, la variable corregida y_i^p al tiempo i se calcula multiplicando el valor de la variable modelada $x_{mod,i}^p$ al tiempo i , por la relación entre los

valores medios de la variable observada $\bar{y}_{obs}^p$ y la variable simulada $\bar{x}_{mod}^p$, mediante la ecuación (4):

$$y_i^p = x_{mod,i}^p \frac{\bar{y}_{obs}^p}{\bar{x}_{mod}^p} \quad (4)$$

El mismo método de escalamiento se aplicó a las simulaciones futuras. Así, la variable corregida y_i^f , en donde el supra índice f indica futuro, se calcula multiplicando el valor de la variable modelada $x_{mod,i}^f$ al tiempo i, por la relación entre los valores medios de la variable observada $\bar{y}_{obs}^p$ y la variable simulada $\bar{x}_{mod}^p$ durante el período histórico, mediante la ecuación (5):

$$y_i^f = x_{mod,i}^f \frac{\bar{y}_{obs}^p}{\bar{x}_{mod}^p} \quad (5)$$

Las observaciones de la temperatura que se emplearon en el estudio se tomaron de la base de datos CRU TS 4.09 (University of East Anglia, Unidad de Investigación Climática, 2020; Harris et al., 2020), que contiene datos mensuales reticulados con resolución de 0.5 grados de latitud y longitud. Las observaciones de precipitación se tomaron de la base de datos CRU TS 4.09 y, complementariamente, de GPCC Versión 2020 (Global Precipitation Climatology Centre, Schneider et al., 2018), que contiene datos mensuales reticulados con resolución de 0.25 grados de latitud y longitud. Estas bases de datos tienen cobertura global, fueron construidas empleando todas las observaciones disponibles de cada lugar y son internacionalmente reconocidas y ampliamente utilizadas en diversos estudios. Su utilidad se basa fundamentalmente en que permiten tener una cobertura espacial homogénea, con series temporales completas, a diferencia de las series de datos observadas en estaciones in situ.

3.3.3 Cambios proyectados

Se determinó la distribución espacial de los cambios medios espaciales de la temperatura media anual y la precipitación anual y sus extremos entre los períodos 1985-2014 y 2021-2050. Para ello, se calculó la diferencia entre las simulaciones futuras en toda la región promediadas durante el período 2021-2050 y las simulaciones históricas promediadas durante el período 1985-2014. Estas diferencias se calcularon para cada modelo en su resolución espacial original y para el ensamble multimodelo con una resolución interpolada a 0.5° de latitud y longitud (1° para el caso de los modelos de media resolución), para lo cual se utilizó el método de interpolación bilineal.

Se determinaron las series temporales de las variables estudiadas en la región de estudio que incluyen las simulaciones históricas y las futuras de los ensambles y el rango de incertidumbre intermodelos. Estas series permiten ver la evolución temporal de las variables estudiadas y su variabilidad en escenarios futuros. Además, favorecen la interpretación de los resultados y permiten ajustar las proyecciones con el método de corrección de sesgos, que muestra una gran habilidad para corregir los errores sistemáticos y permite, en

consecuencia, ajustar las proyecciones futuras a las direcciones de las simulaciones históricas.

Para estudiar los eventos extremos de precipitación se analizan la frecuencia de ocurrencia y la duración promedio de eventos al menos severos de déficit y exceso hídrico, así como la intensidad promedio de los eventos en los meses críticos. Para ello, se utiliza el Índice Estandarizado de Precipitación SPI, que representa las anomalías de precipitación estandarizadas (McKee et al., 1993) y es el índice de referencia utilizado por la Organización Meteorológica Mundial para el monitoreo de sequías y la gestión del riesgo climático (Hayes et al., 2011). El SPI permite cuantificar déficits y excesos de precipitación a diferentes escalas temporales. Debido a la relevancia de la escala trimestral para las actividades agropecuarias, se utiliza el SPI a una escala de tres meses (SPI3) y de 18 meses (SPI18), esta última ligeramente menor que la escala hidrológica clásica de 24 meses, pero igualmente adecuada para caracterizar anomalías persistentes asociadas a procesos hidrológicos regionales. El déficit (exceso) hídrico está dado por valores negativos (positivos) del SPI, y la intensidad del déficit está dada por el valor del SPI. Entre -1 y -1.5 (1 y 1.5) se considera moderado, entre -1.5 y -2 (1.5 y 2) severo y menor a -2 (mayor a 2) se considera extremo. Un evento de déficit (exceso) hídrico al menos severo es aquel en que al menos un mes el SPI se encuentra debajo de -1.5 (encima de 1.5). La frecuencia de ocurrencia está dada por la cantidad de eventos que se registran en promedio en 10 años. La duración total del evento de déficit hídrico está dada por la cantidad de meses consecutivos desde que el SPI baja de -1 pasando por -1.5 hasta volver a superar -1. La duración total del evento de exceso hídrico está dada por la cantidad de meses consecutivos desde que el SPI supera 1, pasando por 1.5, hasta volver a bajar de 1. La duración promedio está dada por el promedio de duración de los eventos detectados. Los meses críticos se definen como aquellos en que al menos el 50% de la región de estudio se encuentra en condiciones al menos severas de déficit hídrico ($SPI3 < -1.5$) o exceso hídrico ($SPI3 > 1.5$).

El estudio de los eventos extremos de precipitación se realiza con los datos de precipitación mensual de los modelos del CMIP6. En primer lugar, se calcula la media areal y se filtran los valores de la serie de SPI3 o SPI18 que cumplen con la condición de al menos severos ($SPI \leq -1.5$ y $SPI \geq 1.5$) para identificar los eventos de déficit y exceso hídrico y su frecuencia. En segundo lugar, se filtran los valores de $SPI < -1$ y $SPI > 1$ en conjunto con los eventos identificados, para determinar el comienzo y final del evento, y así calcular su duración. Luego se realiza un análisis espacial para identificar los meses en que al menos el 50% de la región de estudio se encuentra en condiciones al menos severas de déficit hídrico ($SPI < -1.5$) y al menos severas de exceso hídrico ($SPI > 1.5$). Finalmente, se realiza un promedio temporal por punto de grilla para los meses críticos, obteniéndose un mapa de intensidades promedio para esos meses, pudiéndose identificar las zonas con mayores intensidades.

Se estudió la duración media y la frecuencia promedio espacial de los eventos cálidos relacionados con olas de calor. Se considera un evento relacionado con una ola de calor cuando se registran al menos 6 días consecutivos con temperatura media mayor al percentil 90th, siguiendo la definición propuesta por el Equipo de Expertos en Detección e Índices de Cambio Climático (ETCCDI, Klein Tank et al., 2009). La duración se cuenta en número de días por año, independientemente del número de eventos; es decir, se cuenta el total de días de la cantidad de eventos que se registren por año. La frecuencia promedio areal se

cuenta en número de eventos promedio espacial por año. El promedio areal se calcula como la media del número de eventos relacionados con olas de calor en todos los puntos de grilla de la región. La cuantificación de la media temporal se realiza en aquellos años con frecuencia promedio espacial mayor a 0.75. Dicho umbral asegura la presencia de eventos de olas de calor en un elevado porcentaje de la región de estudio.

Se estima el ensamble multimodelo para la duración y la frecuencia de olas de calor para los modelos de alta resolución de HigResMIP descritos en la Tabla 5 para las simulaciones históricas y para el escenario futuro higres-future. Para estimar los cambios medios, se establece la diferencia entre los ensambles multimodelos para los períodos 1985-2014 y 2021-2050, tanto para duración como para frecuencia.

4. CLIMATOLOGÍA DE SANTA FE

La climatología de una región se define a partir del conjunto de propiedades estadísticas de largo plazo que caracterizan sus principales variables atmosféricas, independientemente de cualquier condición meteorológica instantánea. Si bien el clima exhibe un comportamiento no estacionario cuando se lo analiza en escalas temporales extensas —donde operan tendencias y forzantes de baja frecuencia—, puede aproximarse como un proceso cuasi-estacionario cuando se consideran períodos más breves, típicamente del orden de unas pocas décadas. Bajo este enfoque, es usual emplear los llamados “climas normales” (30 años), que sintetizan el comportamiento medio alrededor del cual fluctúan las condiciones meteorológicas. Estas fluctuaciones constituyen la variabilidad climática. A escalas más prolongadas, la no estacionariedad del clima implica que los promedios normales se modifican con el tiempo, reflejándose como cambios persistentes o fluctuaciones irregulares de mayor amplitud.

Con el fin de caracterizar la climatología de la región de estudio, se elaboraron y analizaron mapas de isohietas e isotermas correspondientes a las medias anuales y estacionales de precipitación y temperatura en el último período normal disponible (1991-2020). Estos productos permiten describir la distribución espacial reciente de las principales variables hidroclimáticas e identificar patrones dominantes. De manera complementaria, se evaluaron las marchas anuales de la precipitación media mensual y de las temperaturas máximas y mínimas medias mensuales en el período 1991-2020, con el fin de definir el régimen actual de las variables climáticas y contextualizar los resultados que se presentan en las secciones posteriores.

4.1 Distribución espacial de la temperatura máxima y mínima media anual y estacional

La distribución del campo térmico en la región responde principalmente al forzante astronómico asociado al movimiento aparente del Sol con respecto al plano ecuatorial. En consecuencia, las isotermas medias exhiben una orientación predominantemente zonal, modulada por un marcado gradiente latitudinal. Este patrón se observa con claridad en las distribuciones anuales de temperatura máxima y mínima (Figura 2). En el caso de la temperatura máxima media anual (T_{max}), el campo térmico presenta una inclinación de las isotermas con sentido noroeste–sureste, especialmente en la porción norte del área de

estudio. Los valores más bajos, del orden de 22–23 °C, se registran en el extremo sudeste del dominio analizado, mientras que los máximos —entre 28 y 29 °C— se concentran en el extremo noroeste. La temperatura mínima media anual (T_{min}) muestra igualmente un gradiente latitudinal, con una leve inclinación hacia el noroeste–sudeste, bien definida en la franja central correspondiente a la provincia de Santa Fe. Los valores más fríos se observan en el extremo sudoeste de la región, donde la T_{min} media anual desciende hasta 10–11 °C, mientras que los valores más cálidos alcanzan 15–16 °C en el sector noreste.

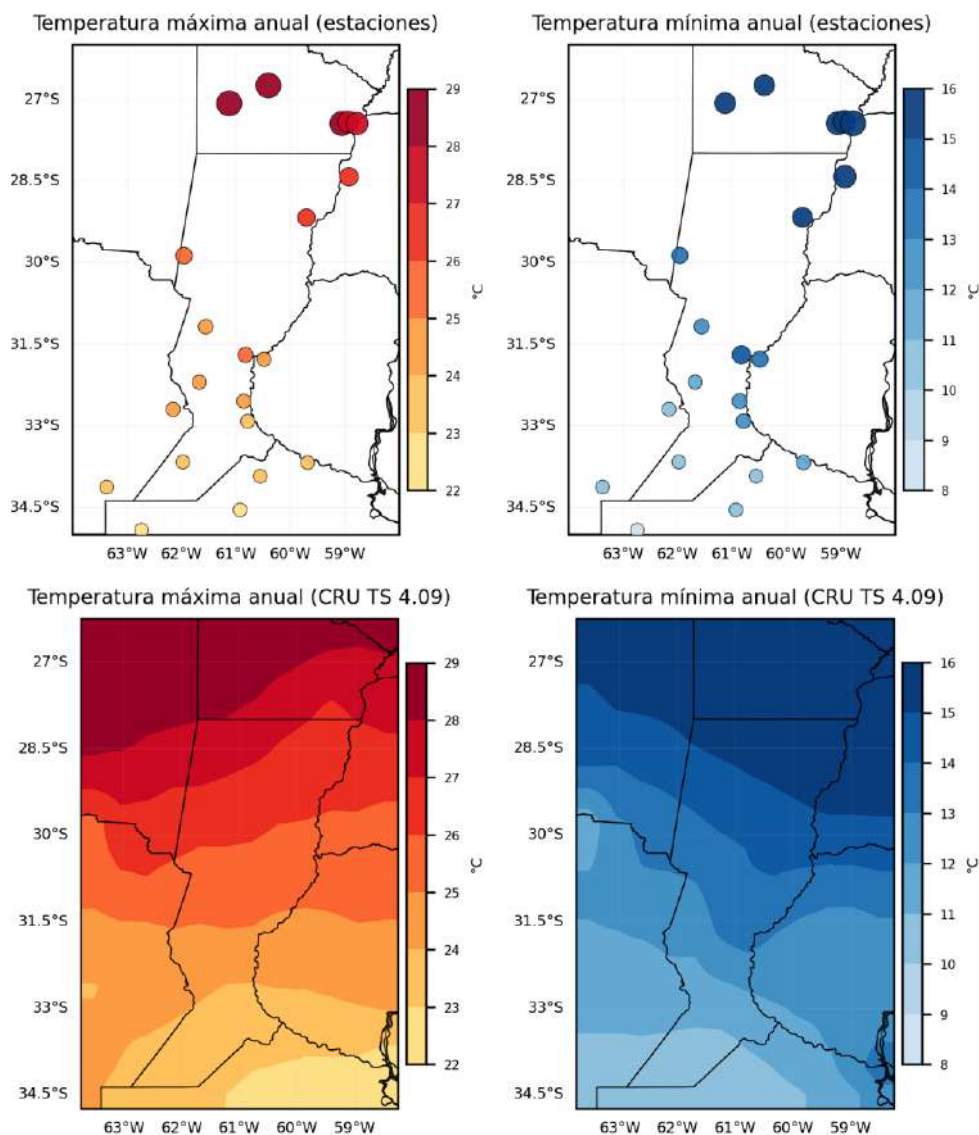


Figura 2: Distribución espacial de la temperatura máxima media anual (izquierda) y mínima media anual (derecha) en el período normal 1991–2020. Los mapas de la fila superior se construyen con registros de estaciones meteorológicas, mientras que los de la fila inferior derivan de la base de datos reticulada CRU TS 4.09.

La distribución espacial de las temperaturas máximas y mínimas medias estacionales durante el período 1991–2020 se muestra en las Figuras 3 y 4 (T_{max}) y 5 y 6 (T_{min}), derivadas de estaciones meteorológicas y de la base de datos reticulada CRU TS 4.09, respectivamente. En todas las estaciones del año se mantiene un patrón térmico dominado

por un gradiente latitudinal bien definido, con distribuciones espaciales coherentes con las observadas en las medias anuales. No obstante, en invierno y primavera se intensifica la amplitud espacial del campo térmico, resultando en gradientes norte-sur más pronunciados tanto para Tmax como para Tmin.

En el caso de la temperatura máxima media estacional (Figuras 3 y 4), los valores de verano se sitúan entre 29 y 32 °C dentro de la provincia de Santa Fe, incrementándose hacia el norte, donde estaciones ubicadas fuera de su límite —como Las Breñas, Colonia Benítez y Resistencia— alcanzan valores próximos a 33 °C. Durante el otoño, las Tmax varían entre 23 y 26 °C dentro de la provincia, aumentando hasta alrededor de 27 °C en el borde con la provincia del Chaco. En invierno y primavera se observa una mayor variabilidad espacial: en invierno, las isothermas conservan una orientación marcadamente zonal, con valores de 16 a 21 °C, mientras que en primavera adquieren una inclinación sudeste-noroeste en el sector norte del área de estudio, con Tmax comprendidas entre 23 y 28 °C.

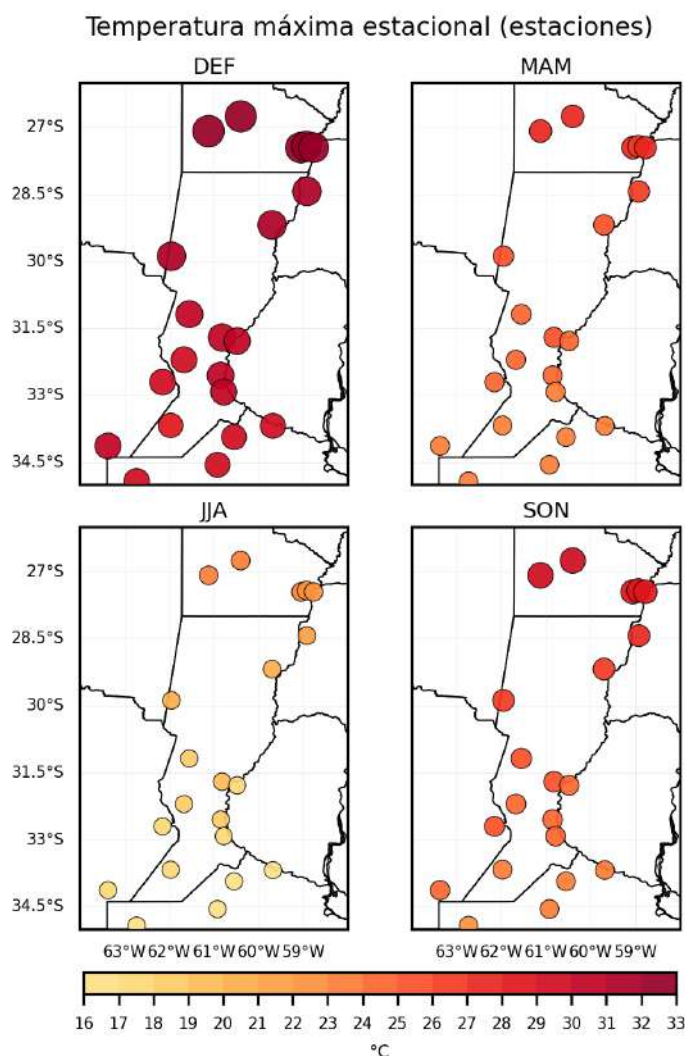


Figura 3: Distribución espacial de la temperatura máxima media estacional en el período normal 1991-2020, representada a partir de estaciones de observación para verano (DEF), otoño (MAM), invierno (JJA) y primavera (SON).

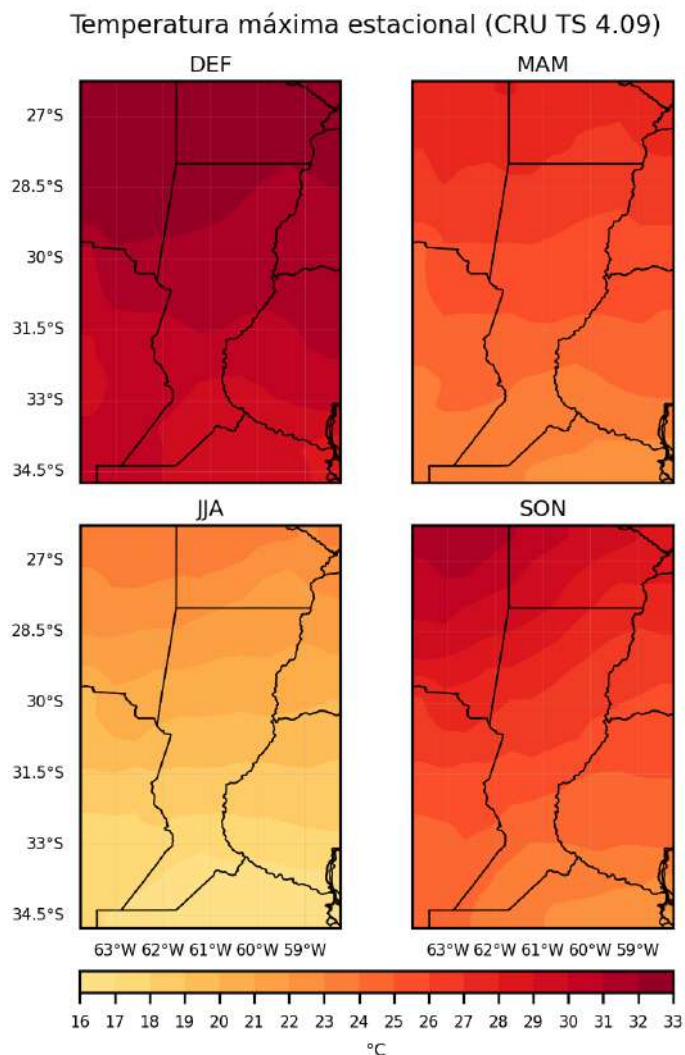


Figura 4: Distribución espacial de la temperatura máxima media estacional en el período normal 1991-2020, representada a partir de los datos grillados de CRU TS 4.09 para verano (DEF), otoño (MAM), invierno (JJA) y primavera (SON).

En el caso de la temperatura mínima media estacional (Figuras 5 y 6), los valores de verano se sitúan entre 16 y 20 °C dentro de la provincia de Santa Fe, incrementándose progresivamente hacia el norte. Durante el otoño, el invierno y la primavera se mantiene el gradiente latitudinal dominante, aunque con una mayor inclinación noroeste–sudeste en el sector norte del área de estudio, un rasgo que se acentúa particularmente en invierno. En otoño, la Tmin media oscila entre 11 y 16 °C, mientras que en invierno se observa la mayor amplitud espacial del campo térmico. En este trimestre, la temperatura mínima varía entre aproximadamente 3 y 10 °C dentro de la provincia, y las isothermas presentan una fuerte inclinación noroeste–sudeste, destacando la influencia de masas de aire frío provenientes de latitudes medias. Al norte del límite provincial, en estaciones ubicadas en el Chaco, los valores mínimos superan los 10 °C. Finalmente, durante la primavera, la Tmin se ubica entre 10 y 15 °C en Santa Fe, presentando un patrón espacial similar al observado en otoño y manteniendo el gradiente latitudinal característico de la región.

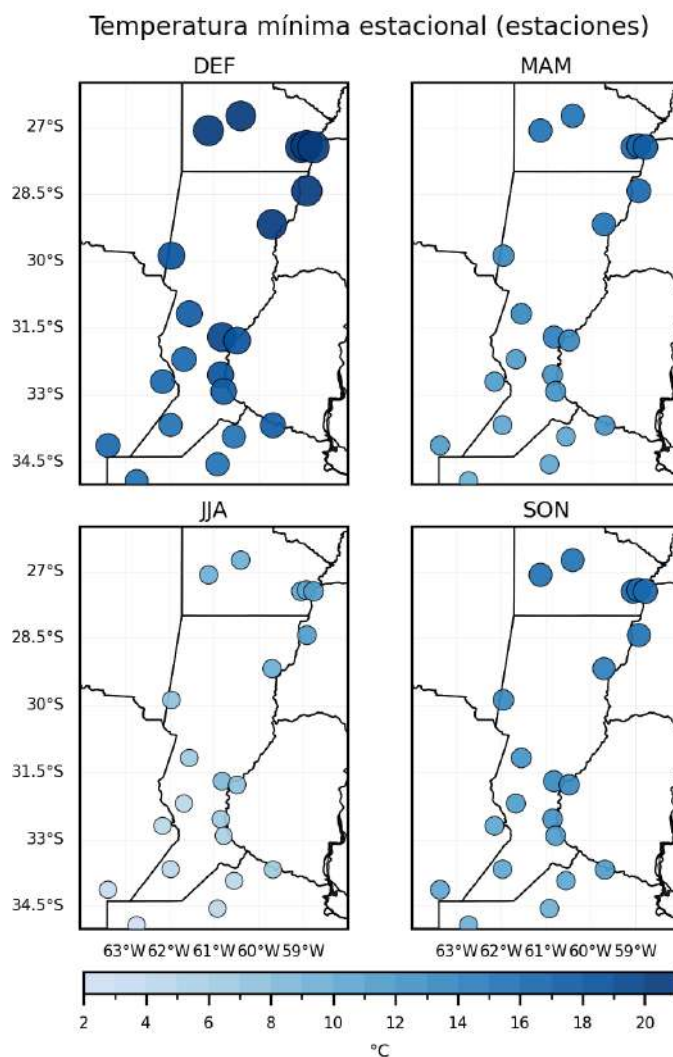


Figura 5: Distribución espacial de la temperatura mínima media estacional en el período normal 1991-2020, representada a partir de estaciones de observación para verano (DEF), otoño (MAM), invierno (JJA) y primavera (SON).

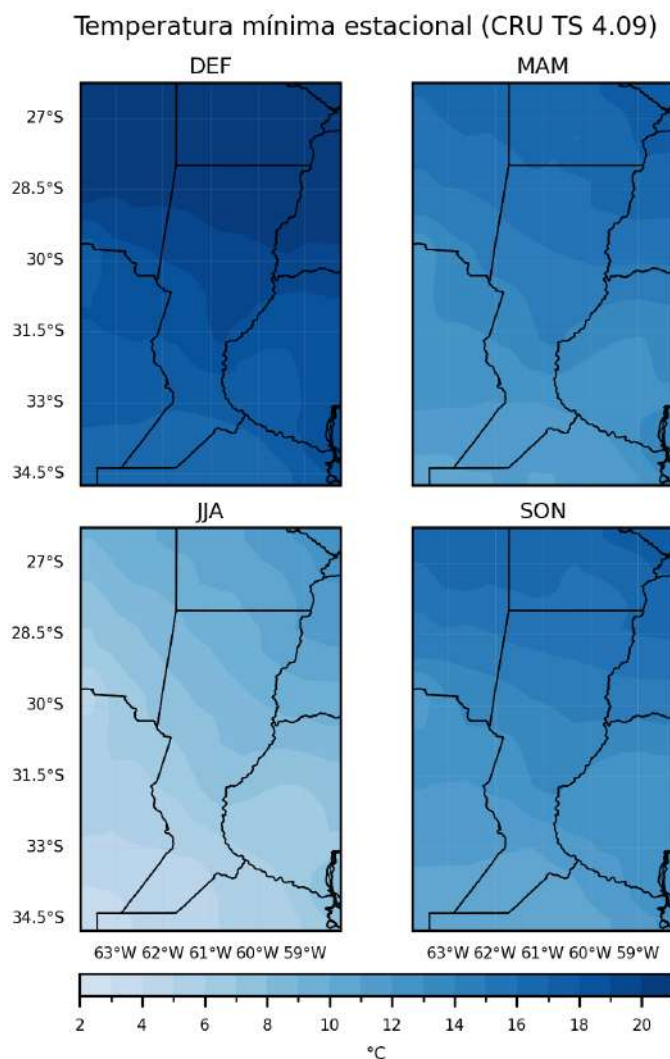


Figura 6: Distribución espacial de la temperatura mínima media estacional en el período normal 1991-2020, representada a partir de los datos grillados de CRU TS 4.09 para verano (DEF), otoño (MAM), invierno (JJA) y primavera (SON).

4.2 Distribución espacial de la precipitación anual y estacional

La precipitación anual constituye un descriptor fundamental para caracterizar el patrón espacial medio de las condiciones hidroclimáticas regionales. La Figura 7 muestra la distribución de la precipitación acumulada anual para el período normal 1991–2020 en la provincia de Santa Fe y áreas circundantes. En términos generales, el campo pluviométrico exhibe un gradiente marcado de oeste a este, con isohietas orientadas predominantemente en sentido norte–sur. Los valores mínimos, cercanos a 750 mm/año, se registran en el oeste de Santiago del Estero y Córdoba, mientras que los máximos —del orden de 1400 a 1500 mm/año— se concentran en el noreste del dominio analizado.

Dentro de la provincia de Santa Fe, las estaciones ubicadas en el sector occidental presentan precipitaciones medias anuales entre 900 y 1000 mm/año, un rango que coincide con la distribución reticulada representada en el panel basado en datos grillados. Hacia el este de la provincia, los valores normales se incrementan hasta aproximadamente 1000–

1100 mm/año, alcanzando entre 1100 y 1200 mm/año en el extremo noreste santafesino. Más allá de los límites provinciales, se identifica un aumento sostenido de la precipitación en el sudeste de Chaco y en el noroeste de Corrientes—particularmente en las estaciones de Resistencia, Colonia Benítez y Corrientes Aero—, donde los valores medios anuales oscilan entre 1300 y 1500 mm/año.

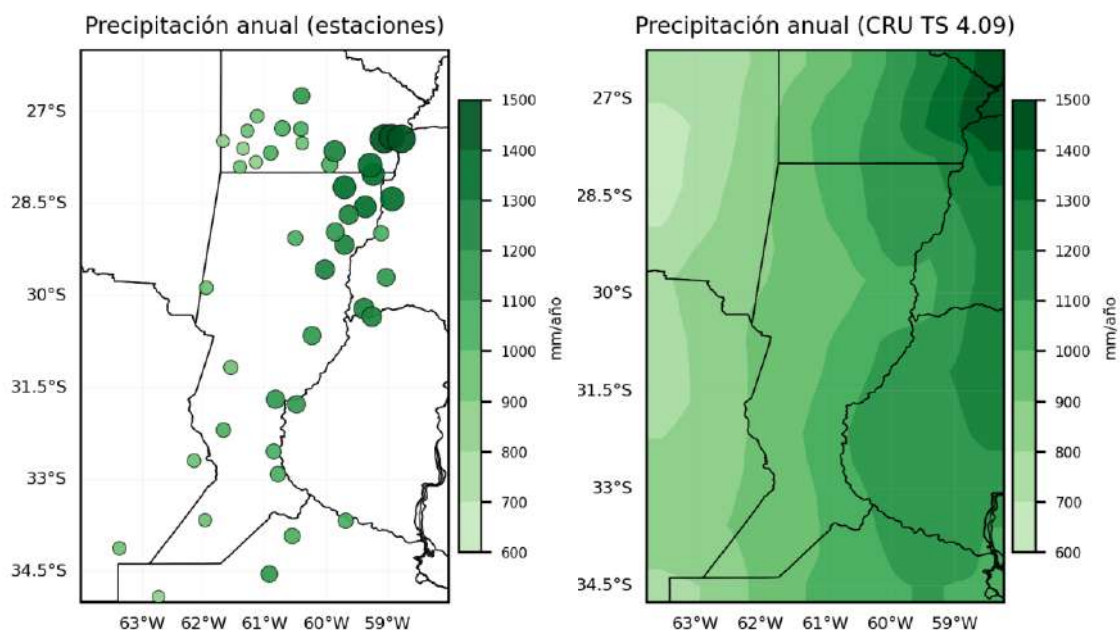


Figura 7 - Distribución espacial de la precipitación anual en el período normal 1991-2020. El mapa de la izquierda muestra los valores obtenidos a partir de estaciones de observación, mientras que el de la derecha corresponde a la representación mediante la base de datos reticulada CRU TS 4.09.

La distribución espacial de la precipitación también se analizó a escala estacional, considerando los trimestres diciembre–enero–febrero (verano), marzo–abril–mayo (otoño), junio–julio–agosto (invierno) y septiembre–octubre–noviembre (primavera). Las Figuras 8 y 9 presentan estos patrones para el período normal 1991–2020, utilizando la información proveniente de estaciones meteorológicas (Figura 3) y de la base de datos reticulada CRU TS 4.09 (Figura 4). En términos generales, los campos estacionales mantienen el gradiente oeste–este observado en el campo anual, con isohietas orientadas principalmente en sentido norte–sur y con incrementos sistemáticos hacia el noreste de la región. No obstante, cada estación del año presenta particularidades asociadas a los mecanismos dominantes de generación de precipitación.

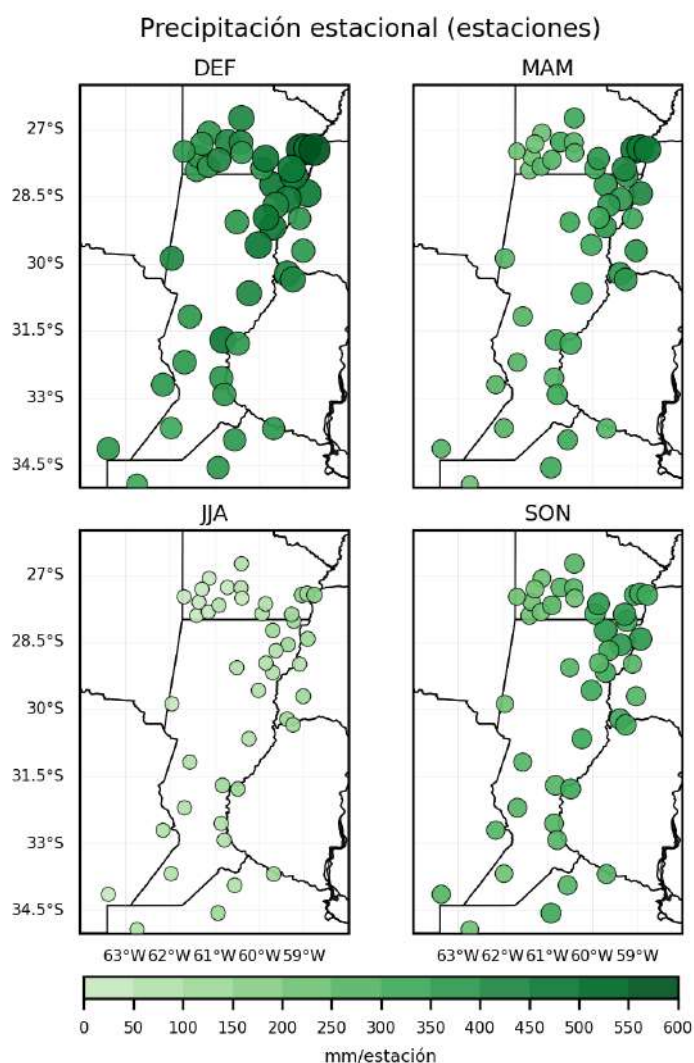


Figura 8: Distribución espacial de la precipitación media estacional en el período normal 1991-2020, representada a partir de estaciones de observación para verano (DEF), otoño (MAM), invierno (JJA) y primavera (SON).

Durante el verano (diciembre–enero–febrero; Figuras 8 y 9, panel superior izquierdo), la precipitación acumulada alcanza valores del orden de 350 a 400 mm en la mayor parte de la provincia. En este período, el régimen pluviométrico está fuertemente controlado por procesos convectivos, que aportan un porcentaje elevado del total anual y favorecen un campo de precipitación relativamente homogéneo. En el noreste de Santa Fe los valores normales se incrementan a aproximadamente 400–450 mm, mientras que en el sudeste de Chaco y el noroeste de Corrientes se superan los 500 mm. Hacia el extremo suroeste de la provincia se observa una disminución moderada, con valores normales entre 300 y 350 mm.

Durante el otoño (marzo–abril–mayo, Figuras 8 y 9, panel superior derecho), la provincia registra precipitaciones significativas, aunque levemente inferiores a las del trimestre estival. En el sector occidental, los valores normales se sitúan entre 250 y 300 mm, incrementándose a 300–350 mm hacia el este. El patrón espacial mantiene el gradiente oeste–este característico de la región, con máximos localizados en el noreste de Santa Fe, donde las precipitaciones alcanzan entre 350 y 400 mm en promedio. Más allá de los límites

provinciales, en el sudeste de Chaco y el noroeste de Corrientes —incluyendo estaciones como Resistencia, Colonia Benítez y Corrientes— los acumulados otoñales aumentan a valores del orden de 400 a 500 mm. En este período, el régimen pluviométrico continúa dominado por procesos convectivos, aunque comienza a manifestarse una mayor influencia de sistemas frontales fríos y cálidos provenientes del sur y del litoral atlántico. Esta combinación de mecanismos contribuye a la orientación predominante norte–sur de las isohietas, similar a la observada en el campo anual.

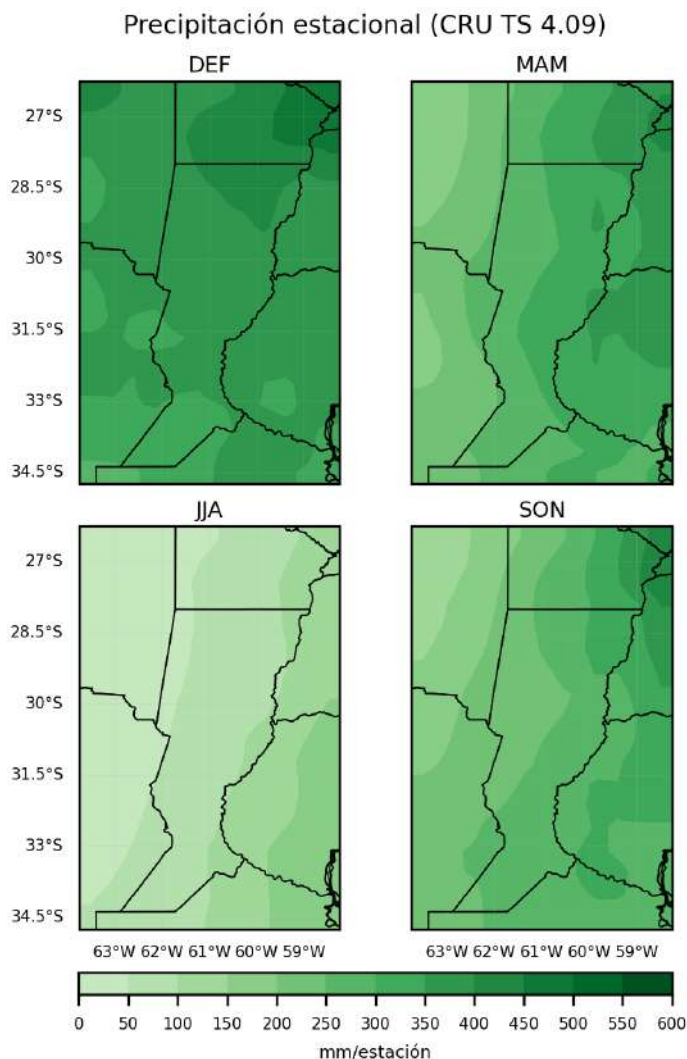


Figura 9: Distribución espacial de la precipitación media estacional en el período normal 1991-2020, representada a partir de los datos grillados de CRU TS 4.09 para verano (DEF), otoño (MAM), invierno (JJA) y primavera (SON).

Durante el invierno (junio–julio–agosto, Figuras 8 y 9, panel inferior izquierdo), la provincia atraviesa el período más seco del año. La distribución espacial de la precipitación presenta un patrón bien definido en sentido norte–sur, con una leve inclinación hacia el sudoeste, reflejando la influencia de los sistemas sinópticos dominantes en esta estación. Los valores normales en el noroeste de Santa Fe son inferiores a 50 mm, mientras que en la mayor parte del territorio provincial la precipitación acumulada se sitúa entre 50 y 100 mm. Hacia el extremo noreste los valores incrementan levemente, superando los 100 mm. Al igual que en

verano y otoño, los máximos regionales se ubican fuera del dominio estrictamente provincial, particularmente en el sudeste de Chaco y el noroeste de Corrientes, donde los acumulados invernales alcanzan aproximadamente 150 mm. En este período, las precipitaciones están asociadas casi exclusivamente al pasaje de sistemas frontales fríos que avanzan desde latitudes medias, siendo el principal mecanismo generador de lluvia en gran parte del territorio argentino durante esta estación.

Durante la primavera (septiembre–octubre–noviembre, Figuras 8 y 9, panel inferior derecho), la distribución espacial de la precipitación muestra un patrón muy similar al observado en otoño, aunque con acumulados levemente inferiores. En el noroeste de la provincia los valores normales se sitúan entre 200 y 250 mm, aumentando a 250–300 mm en gran parte del territorio provincial. Hacia el noreste de Santa Fe se alcanzan acumulados estacionales del orden de 300 a 350 mm. En esta estación, la precipitación resulta de la interacción entre el pasaje de sistemas frontales provenientes de latitudes medias y el desarrollo de actividad convectiva asociada a condiciones termodinámicas favorables, mecanismos que en conjunto determinan el patrón espacial característico de la región.

4.3 Ciclos anuales de temperatura y precipitación

Se estimaron las marchas anuales del promedio mensual de la Tmax y Tmin diarias para el período 1991–2020 utilizando estaciones seleccionadas que representan adecuadamente la distribución espacial del área de estudio (Figura 10). Ambas variables muestran una variación intraanual regular y bien definida, coherente con el ciclo solar anual y con las características térmicas de la región. El ciclo anual de la temperatura máxima media mensual presenta un rango térmico cercano a 15 °C en la mayor parte de la región, con valores máximos en diciembre y enero que oscilan entre 30 y 34 °C —con incrementos hacia el norte— y mínimos en junio y julio que se ubican entre aproximadamente 15 y 22 °C. La temperatura mínima media mensual exhibe un rango térmico anual similar, del orden de 15 °C, con valores mínimos en julio situados entre 2 y 12 °C y máximos en diciembre y enero comprendidos entre 15 y 23 °C, dependiendo de la latitud y de la influencia de las masas de aire características de cada estación.

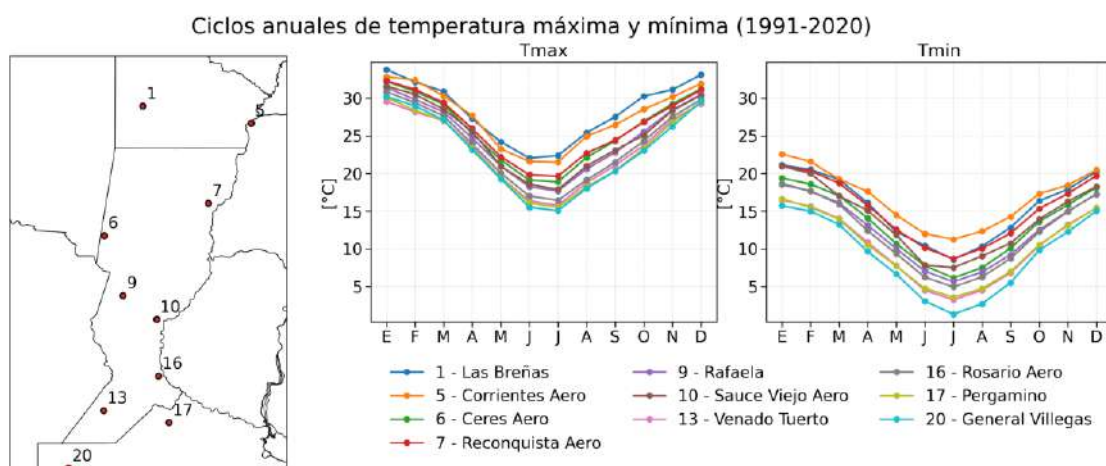


Figura 10: Ciclos anuales de temperatura máxima y temperatura mínima obtenidos como promedio mensual de registros diarios completos dentro del período 1991–2020. Cada curva representa una estación meteorológica incluida en el mapa contiguo.

La Figura 11 presenta el ciclo anual de la precipitación mensual para el período 1991–2020 en un conjunto de estaciones seleccionadas por la calidad y extensión de sus registros, cuya ubicación se indica en el mapa central del gráfico. El ciclo anual revela una estacionalidad bien definida en toda la región, con máximos concentrados en los meses cálidos (octubre–abril) y mínimos durante los meses fríos (junio–agosto). En efecto, el período húmedo principal se extiende desde octubre hasta abril, intervalo durante el cual se acumula aproximadamente el 83% de la precipitación media anual.

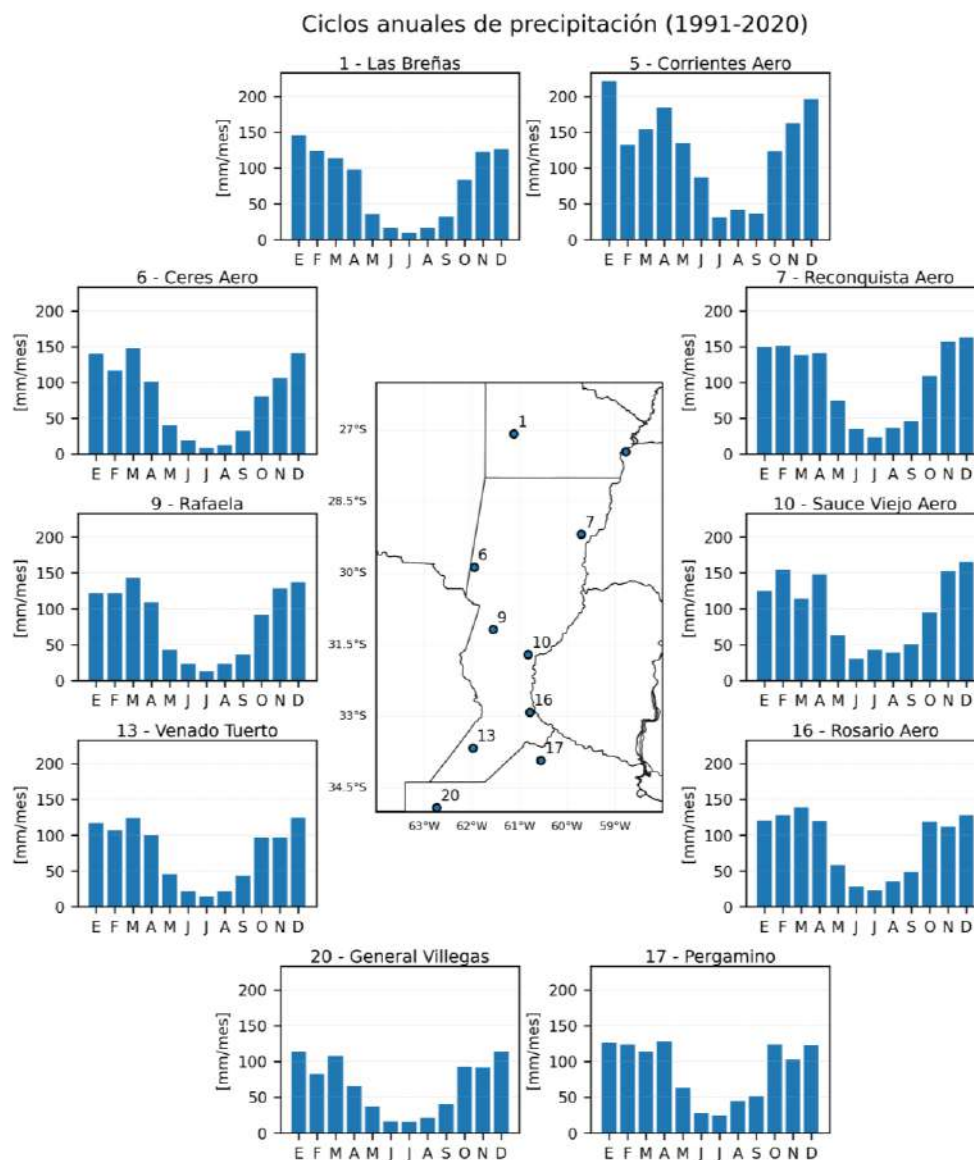


Figura 11: Ciclos anuales de precipitación obtenidos como promedios del total mensual acumulado para el período 1991–2020. Se incluyen las estaciones señaladas en el mapa central, distribuidas en la región de estudio, seleccionadas por la calidad de sus datos.

Tal como se ha mencionado, el campo pluviométrico en la provincia se encuentra modulado por un gradiente espacial bien establecido que refleja una disminución sistemática de las precipitaciones desde el este hacia el oeste. Esto se manifiesta claramente en el ciclo anual: durante los meses estivales, las estaciones del sector oriental (como Reconquista, Sauce

Viejo y Rosario) registran valores medios del orden de 120 a 150 mm/mes, mientras que en el sector occidental (Ceres, Rafaela y Venado Tuerto) los acumulados oscilan entre aproximadamente 100 y 150 mm/mes. Esta diferencia se amplifica en el trimestre invernal, cuando las estaciones del oeste registran valores mensuales cercanos a cero o de apenas unos pocos milímetros, en contraste con el este, donde las precipitaciones normales de invierno alcanzan hasta 50 mm/mes. Este patrón estacional responde al dominio alternante de diferentes mecanismos atmosféricos: durante los meses cálidos, la mayor disponibilidad de humedad, la convección profunda y el ingreso de aire cálido y húmedo desde la cuenca del Amazonas y el Atlántico favorecen el desarrollo de precipitaciones abundantes, especialmente en el este. En cambio, durante el invierno predominan masas de aire frío y seco provenientes del sudoeste y una menor actividad convectiva, lo que resulta en precipitaciones escasas y en la marcada estación seca característica de la región.

5. VARIABILIDAD Y CAMBIOS

La variabilidad espacio-temporal del clima provincial se analizó a partir de un conjunto de estaciones meteorológicas seleccionadas por su extensión temporal, la continuidad de los datos y la representatividad territorial. Se priorizaron series con el mayor período disponible y escasa presencia de datos faltantes, asegurando una adecuada cobertura de las principales subregiones de la provincia: norte, centro y sur. En la región norte se consideraron, además de Reconquista Aero y Ceres Aero, estaciones complementarias ubicadas en provincias limítrofes —Chorotis y Charadai (APA, precipitación), Corrientes Aero y Bella Vista— con el objetivo de fortalecer la caracterización regional y mejorar la consistencia espacial del análisis. Para la región centro se utilizaron las estaciones de Rafaela y Paraná Aero, siendo esta última seleccionada en lugar de Sauce Viejo Aero por disponer de un registro más prolongado, lo que permite una evaluación más robusta de los cambios de largo plazo. En la región sur se incorporaron estaciones ubicadas en áreas limítrofes del suroeste y sudeste provincial —Marcos Juárez y Laboulaye (Córdoba), Junín (Buenos Aires)— junto a Rosario Aero, con el fin de capturar adecuadamente la variabilidad climática a lo largo del gradiente meridional de la provincia.

El estudio de la variabilidad y los cambios se realizó sobre series mensuales, empleando acumulados de precipitación y valores medios de temperatura máxima y mínima. En el caso de la precipitación, se integraron registros históricos mensuales disponibles en las estaciones del SMN y del INTA que extendieron las series diarias informadas en la Tabla 1 hasta comienzos del siglo XX, ampliando sustancialmente el período de evaluación. A partir de estas series se construyeron totales anuales y estacionales, incluyendo verano (DEF), otoño (MAM), invierno (JJA) y primavera (SON). La evaluación de los cambios de largo período se efectuó mediante Análisis Espectral Singular (SSA), una técnica que permite descomponer la señal en componentes de tendencia y modos oscilatorios dominantes sin imponer supuestos paramétricos sobre su forma funcional. Con el fin de facilitar la interpretación, el análisis se sintetiza mediante la presentación de las tendencias no lineales identificadas con SSA, que permiten detectar y caracterizar cambios persistentes en las variables. Asimismo, se reportan los principales ciclos de variabilidad interanual e interdecadal, junto con una discusión de los forzantes climáticos regionales más relevantes asociados a los modos dominantes de variabilidad.

5.1 Precipitación

La Figura 12 presenta las series temporales de precipitación anual correspondientes a las estaciones meteorológicas distribuidas en la provincia y en regiones aledañas. A pesar de las diferencias locales en magnitud y variabilidad, todas las series muestran un comportamiento común caracterizado por tendencias no lineales de largo período. En particular, se observa un aumento progresivo de la precipitación anual desde las décadas de 1920–1930 hasta finales del siglo XX. Este incremento dio lugar a un período relativamente húmedo que se extendió entre la década de 1970 y mediados de la década de 2000. A partir de entonces, la tendencia húmeda se estabilizó y, posteriormente, comenzó a revertirse, con una disminución relativa de los valores medios de precipitación anual entre 2010 y la actualidad. Este comportamiento ha sido documentado en el sudeste de Sudamérica y responde tanto a cambios de largo plazo asociados al denominado “salto climático” de la década de 1970 como a la influencia de la variabilidad oceánica en escala multidecadal (Barreiro et al., 2014; Lovino et al., 2018, 2022; Müller et al., 2025). El denominado “salto climático” corresponde a un cambio abrupto en el régimen hidroclimático regional ocurrido a mediados de la década de 1970, caracterizado por un aumento significativo de la precipitación y la temperatura en Sudamérica (Jacques-Coper y Garreaud, 2015). Este cambio se asocia a modificaciones en la circulación atmosférica vinculadas a la variabilidad decadal del océano Pacífico y del Atlántico tropical, que alteraron el transporte de humedad hacia la región (Seager et al., 2010; Jacques-Coper y Garreaud, 2015). Asimismo, estudios recientes sugieren que este cambio pudo haber sido amplificado por el calentamiento global antropogénico, que incrementa el contenido de vapor de agua en la atmósfera y favorece condiciones más propicias para precipitaciones intensas en regiones húmedas y subhúmedas (Sarkar et al., 2021; IPCC, 2022; Seneviratne et al., 2021).

En escalas decadales y multidecadales, la variabilidad de la precipitación regional está fuertemente modulada por forzantes oceánicos de gran escala. Las anomalías de la temperatura superficial del mar en el Pacífico y el Atlántico tropical influyen significativamente en la hidroclimatología del sudeste de Sudamérica (Mo y Berbery, 2011; Lovino et al. 2022). En particular, fases cálidas de la variabilidad decadal del Pacífico y fases frías de la Oscilación Multidecadal del Atlántico (AMO) favorecen condiciones más húmedas en la región, mientras que la combinación opuesta favorece períodos relativamente más secos (Seager et al., 2010; Barreiro et al., 2014; Lovino et al., 2018). Este mecanismo explica, en parte, el período húmedo observado entre aproximadamente 1970 y 2005, asociado a anomalías frías en el Atlántico tropical y a una fase cálida de la variabilidad decadal del Pacífico. Por el contrario, la reversión de la tendencia húmeda observada desde mediados de la década de 2000 puede interpretarse como una transición favorecida por un enfriamiento relativo del Pacífico tropical y un calentamiento del Atlántico que reducen el transporte de humedad hacia la región (Mo y Berbery, 2011; Barreiro et al., 2014; Lovino et al., 2018). Asimismo, estudios regionales reportan oscilaciones interdecadales de aproximadamente 15–20 años, además de variabilidad multidecadal que contribuye significativamente a la variabilidad de largo período de la precipitación en el noreste de Argentina (Lovino et al., 2018).

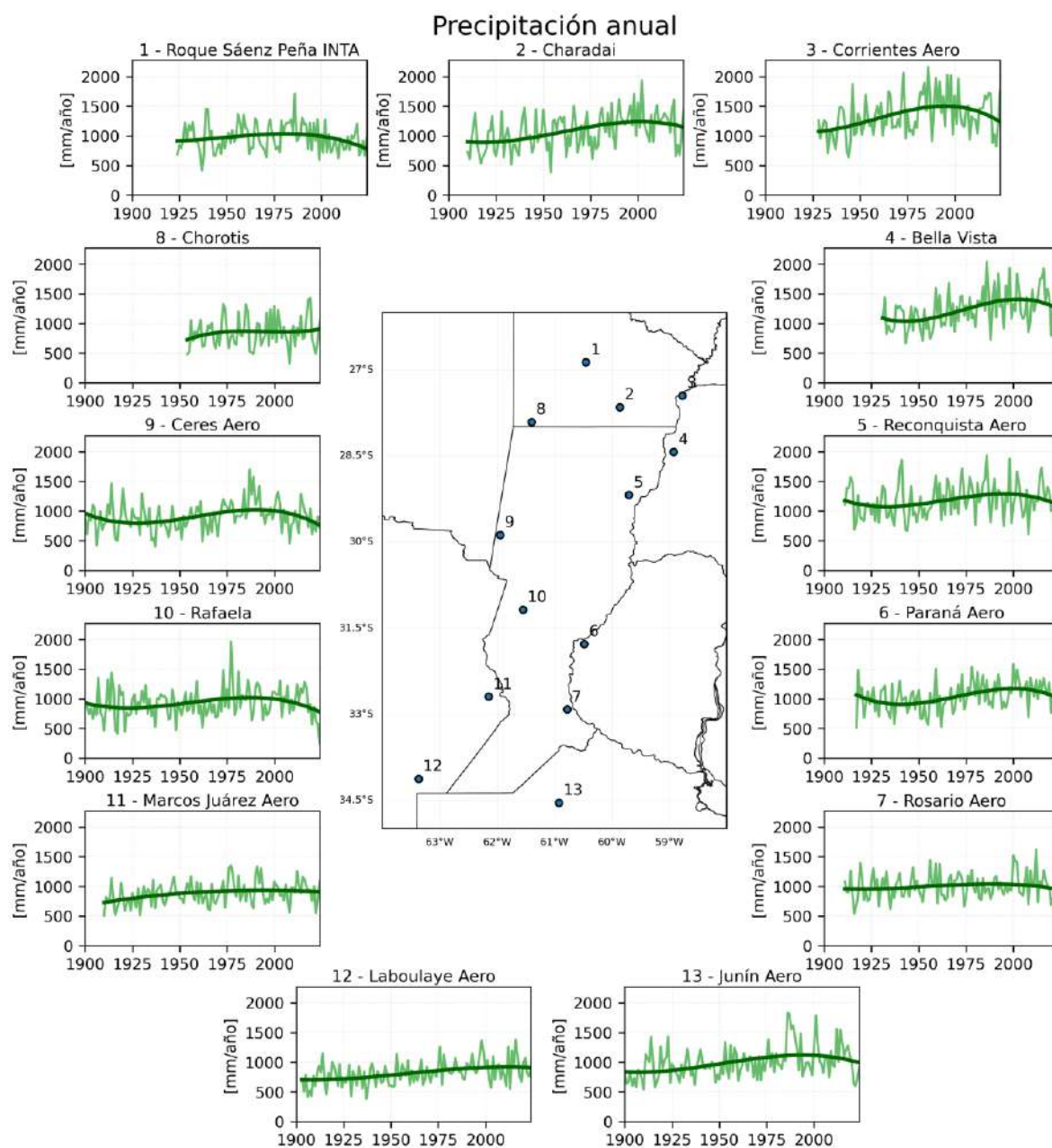


Figura 12: Series temporales de precipitación anual (mm) para las estaciones meteorológicas utilizadas en el análisis de variabilidad y cambios (ver ubicación en el mapa central). Las líneas de color verde oscuro indican las tendencias no lineales de largo plazo.

En escalas interanuales, la precipitación presenta una elevada variabilidad en toda la región. Esta variabilidad es particularmente relevante en el norte de la provincia, donde algunos años pueden registrar totales cercanos a 2000 mm, mientras que en años secos la precipitación puede descender a menos de 500 mm (Figura 12). En el sur de la provincia la variabilidad interanual es algo menor, con rangos aproximados entre 500 y 1500 mm anuales, mientras que la región central presenta valores intermedios entre ambos extremos. Esta variabilidad interanual está dominada por oscilaciones con períodos entre aproximadamente 2 y 7 años, asociadas principalmente a la influencia del fenómeno El Niño–Oscilación del Sur (ENSO), el principal modulador de la precipitación regional

(Garreaud et al., 2009; Cai et al., 2020). En general, los eventos El Niño favorecen condiciones más húmedas que lo normal y un aumento en la frecuencia de precipitaciones intensas, mientras que los eventos La Niña tienden a asociarse con condiciones más secas y episodios de sequía (Grimm, 2011; Cai et al., 2020).

A pesar de ser el más importante, ENSO no es el único forzante de la variabilidad interanual. Otras forzantes oceánicas y atmosféricas —como las anomalías de temperatura superficial del Atlántico tropical o la variabilidad de la Zona de Convergencia del Atlántico Sur (SACZ)— pueden intensificar o atenuar las señales húmedas o secas asociadas a ENSO, contribuyendo a la ocurrencia de eventos extremos de precipitación y sequía en la región (Seager et al., 2010; Lovino et al., 2018). Además, la precipitación regional también puede ser modulada por mecanismos atmosféricos de escala subestacional, que operan en períodos de semanas a meses. Entre ellos se destacan la Oscilación Madden–Julian (MJO, por su sigla en inglés), los episodios de bloqueo atmosférico y las variaciones en la actividad de la SACZ. Estos mecanismos pueden intensificar o suprimir temporalmente la convección y el transporte de humedad hacia el sudeste de Sudamérica, favoreciendo episodios cortos de precipitaciones intensas o períodos secos incluso en ausencia de condiciones ENSO extremas (Álvarez et al., 2016; Reboita et al., 2022).

Los cambios en la precipitación de verano siguen el patrón observado en la precipitación anual, aunque con tendencias positivas más marcadas durante la segunda mitad del siglo XX y una reversión menos pronunciada en las últimas décadas (Figura 13). En particular, el incremento de las precipitaciones estivales fue más evidente entre aproximadamente 1970 y comienzos de la década de 2000, período que coincide con el régimen húmedo observado en la región. En algunas estaciones —como Laboulaye, Bella Vista y Reconquista— la tendencia de largo período muestra un aumento sostenido desde aproximadamente la década de 1930 hasta la actualidad, lo que sugiere una contribución importante del verano al incremento histórico de la precipitación anual.

La variabilidad interanual durante el verano es particularmente alta en el norte de la provincia, donde algunos veranos pueden registrar acumulados cercanos a 1000 mm, mientras que en años secos los totales pueden descender a menos de 200 mm (Figura 13). En el sur de la provincia, la variabilidad es relativamente menor, con valores estivales que oscilan entre 100 y 650 mm. Esta alta variabilidad estacional responde en gran medida a la naturaleza convectiva de las precipitaciones de verano en el centro-este de Argentina. En particular, los sistemas convectivos de mesoescala (MCS, por sus siglas en inglés) constituyen uno de los principales mecanismos generadores de precipitación durante la estación cálida y pueden producir eventos de lluvia intensa que concentran una fracción importante del total estacional (Salio et al., 2007; Ambrizzi y Rehbein., 2025). El centro-este de Argentina y el sur de Brasil constituyen una de las regiones del mundo con mayor frecuencia e intensidad de estos sistemas convectivos, favorecidos por la combinación de alta inestabilidad atmosférica, abundante disponibilidad de humedad y forzantes dinámicos asociados a la interacción entre frentes fríos y el transporte de vapor de agua desde la Amazonia a través del Low-Level Jet sudamericano (Rasmussen et al., 2016). Adicionalmente, la variabilidad de la precipitación estival también puede verse modulada por la interacción entre forzantes de gran escala —como ENSO— y procesos atmosféricos

regionales, incluyendo la posición y actividad de la SACZ y la ocurrencia de episodios de bloqueo atmosférico. Estas configuraciones pueden favorecer períodos persistentes de lluvias o condiciones secas (Grimm y Saboia, 2015; Müller et al., 2021). En conjunto, la interacción entre estos procesos convectivos y forzantes climáticos explica la elevada variabilidad interanual de la precipitación de verano en la región.

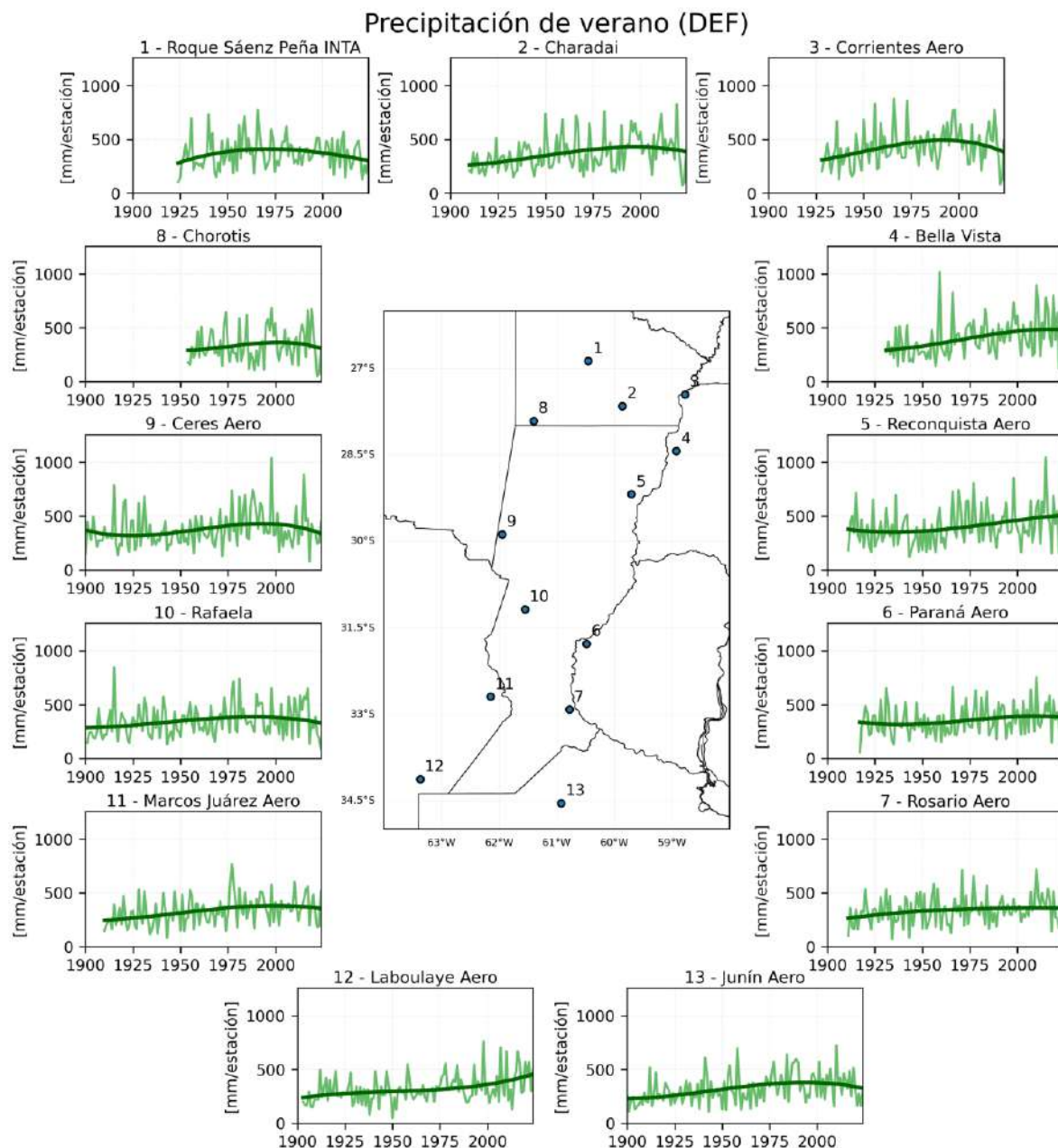


Figura 13: Series temporales de precipitación de verano en los meses de diciembre, enero y febrero (DEF, en mm) para las estaciones meteorológicas utilizadas en el análisis de la variabilidad y los cambios (ver ubicación en el mapa central). Las líneas de color verde oscuro indican las tendencias no lineales de largo plazo.

Los cambios en la precipitación de invierno muestran un comportamiento diferente al observado en otras estaciones del año. En la mayoría de las estaciones de la provincia se registra una tendencia descendente en las últimas décadas (ver Figura 14). En las

estaciones ubicadas hacia el noroeste, las precipitaciones se han mantenido relativamente estables. También resulta evidente la diferencia en la variabilidad temporal entre el sector oriental y el occidental de la provincia. En el este, donde no existe una estación seca bien definida, la precipitación invernal puede presentar una variabilidad considerable. En algunos años se registran acumulados superiores a 400 mm en el noreste (Reconquista, Bella Vista y Corrientes) y valores cercanos a 300 mm en el centro-este y sudeste de la región (Paraná, Rosario y Junín). En contraste, hacia el oeste de la provincia, la estación seca invernal está más claramente definida, lo que reduce la variabilidad interanual de la precipitación durante esta estación. En esta franja occidental los inviernos más húmedos raramente superan los 200 mm de precipitación acumulada.

Estas diferencias regionales están asociadas principalmente a los mecanismos atmosféricos que controlan la precipitación durante el invierno en el sudeste de Sudamérica. Durante la estación fría, la precipitación se produce principalmente por sistemas frontales asociados a ciclones extratropicales y perturbaciones de latitudes medias que se desplazan desde el Pacífico hacia el Atlántico sur (Garreaud et al., 2009). La intensidad de las precipitaciones depende en gran medida de la disponibilidad de humedad en niveles bajos de la atmósfera, que en invierno suele ser mayor en el este de la región debido a la influencia del Atlántico y al transporte de humedad asociado a flujos del noreste. En contraste, hacia el oeste, el ingreso de humedad es más limitado y el clima adquiere características más continentales y semiáridas, lo que favorece una estación seca más marcada. Además, la precipitación invernal en el centro-este de Argentina también puede verse modulada por la frecuencia de ciclones extratropicales en el Atlántico sudoccidental y por variaciones en la posición y la intensidad de los vientos del oeste en latitudes medias, que controlan el pasaje de sistemas frontales sobre la región (Garreaud et al., 2009; Reboita et al., 2022).

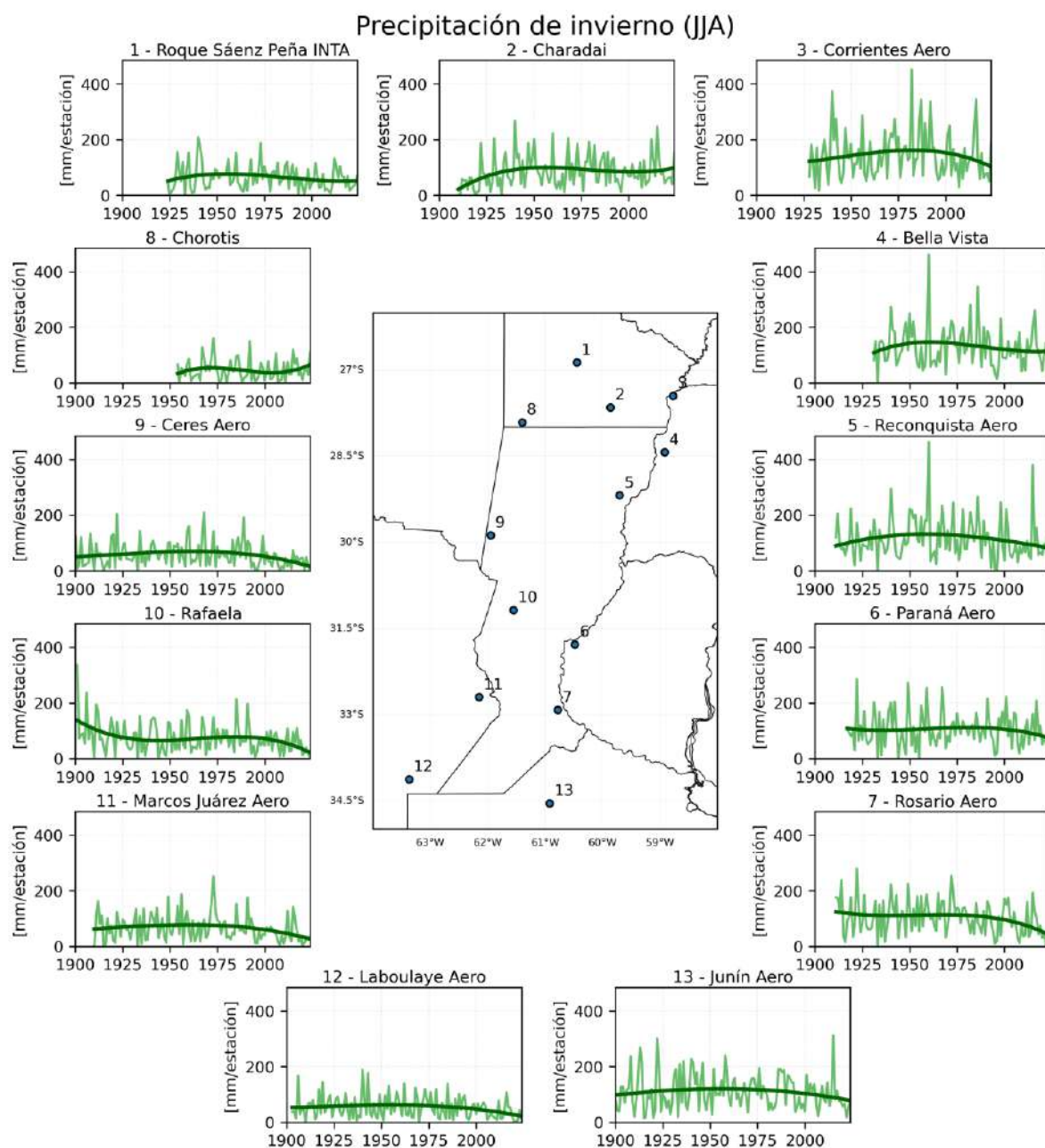


Figura 14: Series temporales de precipitación de invierno en los meses de junio, julio y agosto (JJA, en mm) para las estaciones meteorológicas utilizadas en el análisis de variabilidad y cambios (ver ubicación en el mapa central). Las líneas de color verde oscuro indican las tendencias no lineales de largo plazo.

Los cambios en la precipitación de otoño (Figura 15) y de primavera (Figura 16) muestran, en términos generales, un comportamiento similar al observado en la precipitación anual en la mayor parte de las estaciones analizadas. En ambas estaciones se observa un incremento de las precipitaciones durante la segunda mitad del siglo XX, seguido de una estabilización y leve reversión en las últimas décadas, en línea con el patrón regional identificado para el sudeste de Sudamérica. Sin embargo, existen diferencias notables en la magnitud y la variabilidad de la precipitación entre ambas estaciones. La precipitación de otoño presenta una variabilidad interanual mayor que la de primavera, especialmente en el noreste de la

región, donde se han registrado acumulados estacionales cercanos o incluso superiores a 1000 mm en algunas estaciones, como Corrientes, Bella Vista y Reconquista. En contraste, hacia el sur de la provincia los máximos acumulados de otoño suelen ser considerablemente menores, con valores que raramente superan los 500 mm. Esta diferencia refleja el gradiente climático regional y la mayor disponibilidad de humedad en el sector noreste de la región. En otoño —al igual que en verano— una fracción importante de la precipitación está asociada al desarrollo de MCS, capaces de generar eventos intensos y acumulados elevados en períodos relativamente cortos. Esto contribuye a la alta variabilidad interanual observada en la estación.

La variabilidad interanual de la precipitación primaveral es relativamente más homogénea en el conjunto de la provincia. Durante esta estación se registran acumulados máximos cercanos a 600 mm en el sector oriental, mientras que hacia el oeste los valores máximos suelen ser algo menores, del orden de 450 mm (Figura 16). La precipitación de primavera se encuentra particularmente influenciada por la evolución del fenómeno ENSO. En esta estación, el impacto de ENSO no solo se manifiesta en cambios en los totales estacionales, sino también en la modulación de los mecanismos dinámicos que favorecen la ocurrencia de precipitaciones. Durante eventos El Niño, el aumento de la convección en el Pacífico tropical genera modificaciones en la circulación atmosférica a gran escala que favorecen el fortalecimiento del transporte de humedad hacia el sudeste de Sudamérica y un incremento en la frecuencia de sistemas frontales y eventos convectivos organizados. Este mecanismo suele traducirse en primaveras más húmedas en el centro-este de Argentina, mientras que durante fases La Niña tienden a registrarse condiciones relativamente más secas y una menor frecuencia de episodios de precipitación significativa (Garreaud et al., 2009; Cai et al., 2020). En consecuencia, la primavera constituye una estación clave para la manifestación de los impactos regionales de ENSO, dado que las anomalías de circulación asociadas al fenómeno suelen desarrollarse durante esta época y pueden condicionar la evolución de la temporada húmeda.

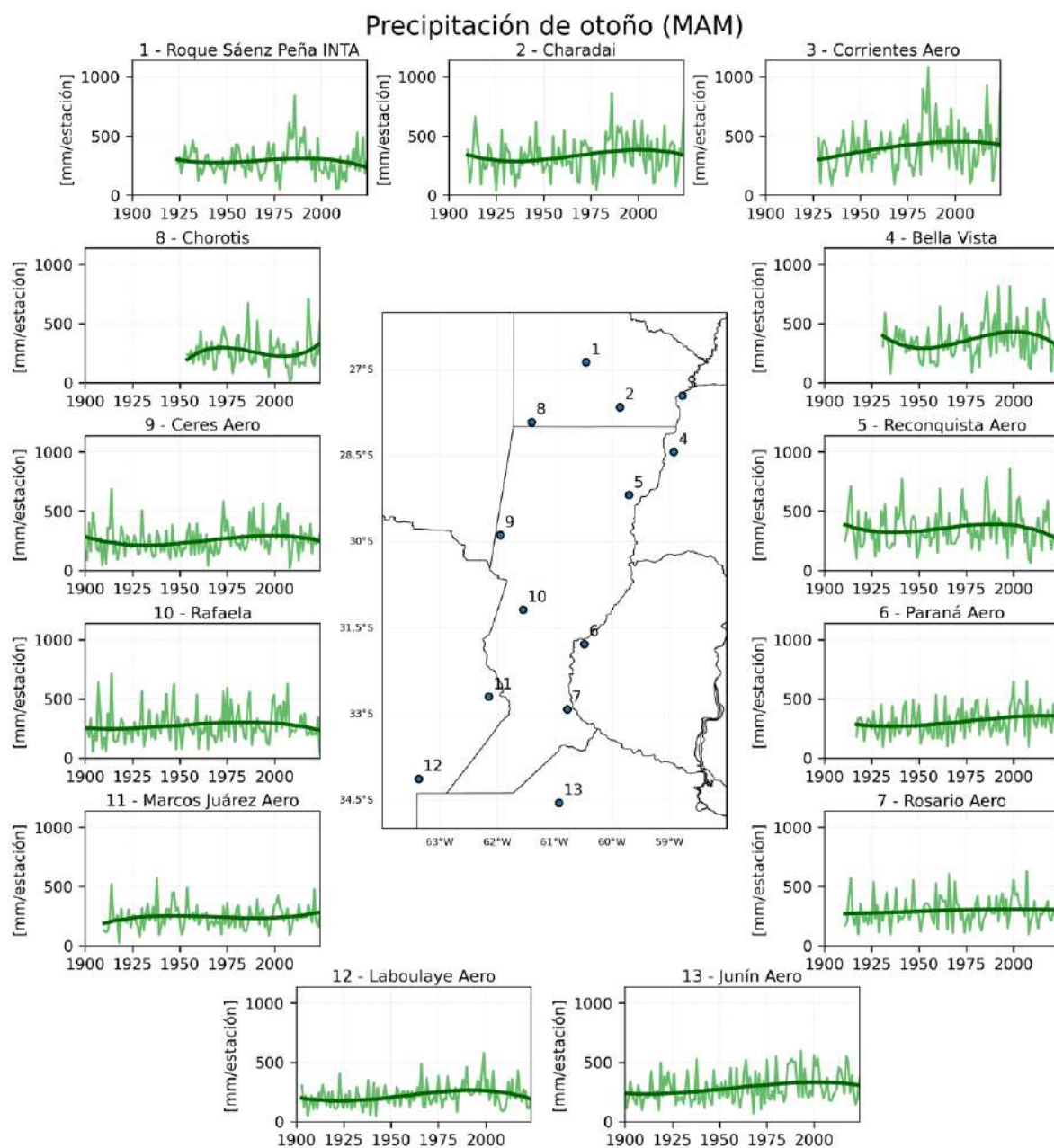


Figura 15: Series temporales de precipitación de otoño en los meses de marzo, abril y mayo (MAM, en mm) para las estaciones meteorológicas utilizadas en el análisis de variabilidad y cambios (ver ubicación en el mapa central). Las líneas de color verde oscuro indican las tendencias no lineales de largo plazo.

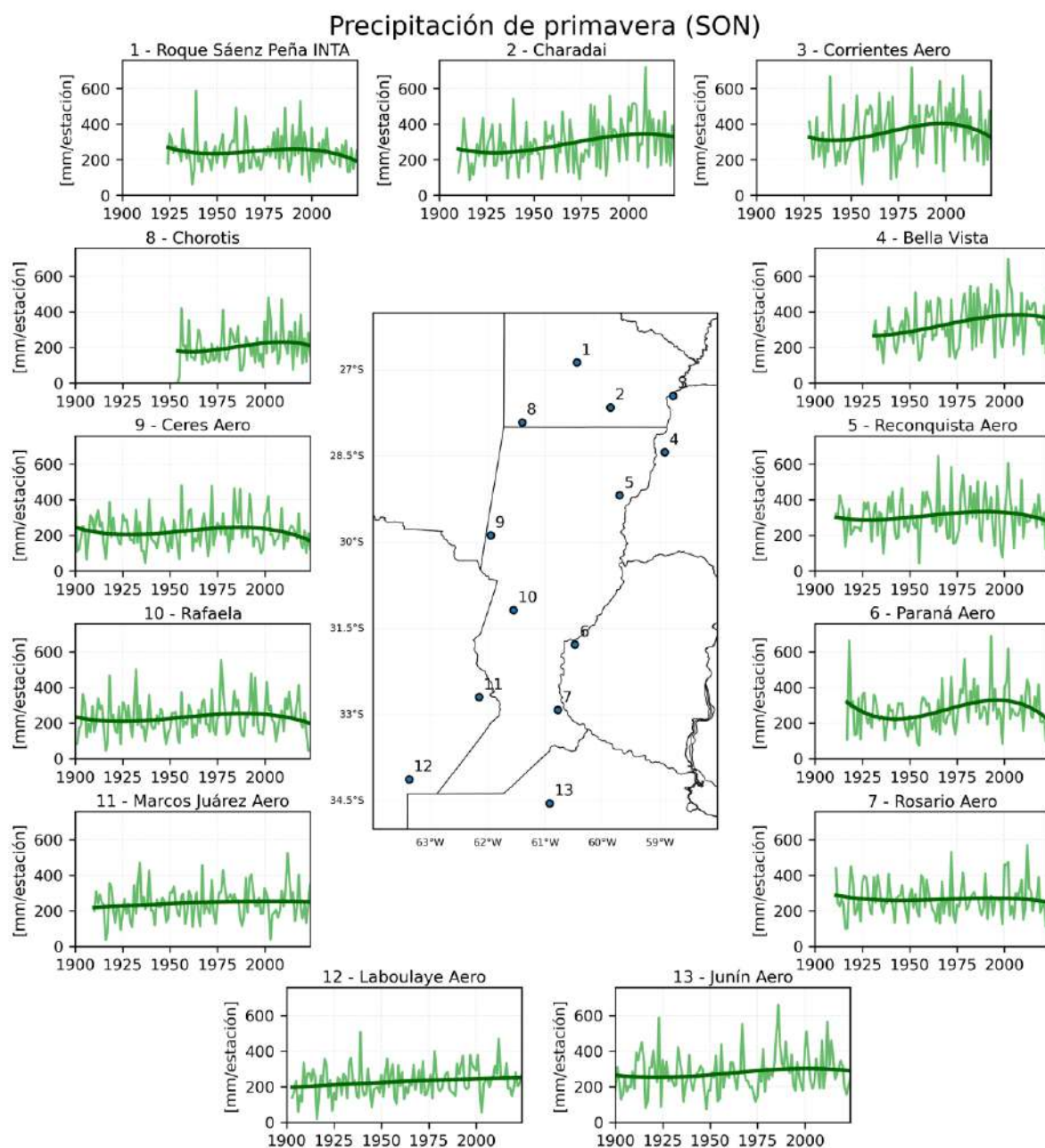


Figura 16: Series temporales de precipitación de primavera en los meses de septiembre, octubre y noviembre (SON, en mm) para las estaciones meteorológicas utilizadas en el análisis de variabilidad y cambios (ver ubicación en el mapa central). Las líneas de color verde oscuro indican las tendencias no lineales de largo plazo.

A modo de síntesis, la Figura 17 presenta las series temporales del ensamble regional de precipitación anual y estacional construido a partir de las estaciones meteorológicas analizadas. En términos generales, los resultados muestran un incremento significativo de la precipitación durante la segunda mitad del siglo XX, seguido de una estabilización y una disminución moderada en las últimas décadas. Considerando los promedios en diferentes períodos temporales (Tabla 6), la precipitación anual aumentó aproximadamente 15.8 % entre 1931–1960 y 1971–2000, consolidando el período húmedo que caracterizó gran parte del final del siglo XX en la provincia. Posteriormente, al comparar los períodos 2001–2024 y

1971–2000, se observa una disminución cercana al 5 % en los totales anuales. Este comportamiento también se observa en las precipitaciones estacionales, aunque con distinta magnitud. Los mayores incrementos durante el período húmedo se registraron en verano (22.5 %) y otoño (22 %), mientras que en primavera el aumento fue más moderado (9 %). En contraste, el invierno mostró una ligera disminución (–7 %) durante la segunda mitad del siglo XX. En las últimas décadas se observa una reducción en la mayoría de las estaciones, con cambios de –4 % en verano, –8 % en otoño, –21 % en invierno y –2 % en primavera, lo que indica una reversión parcial del período húmedo, particularmente marcada en la estación fría.

Tabla 6. Cambios porcentuales en la precipitación anual y estacional del ensamble de estaciones. Los valores porcentuales se calcularon a partir de las medias del ensamble para cada período, estimados como (período posterior – período anterior) / período anterior × 100.

Variable	Δ (1971/2000 – 1931/1960)	Δ (2001/2024 – 1971/2000)
Precipitación anual	+15.8 %	–5 %
Verano (DEF)	+22.5 %	–4 %
Otoño (MAM)	+22 %	–8 %
Invierno (JJA)	–7 %	–21 %
Primavera (SON)	+9 %	–2 %

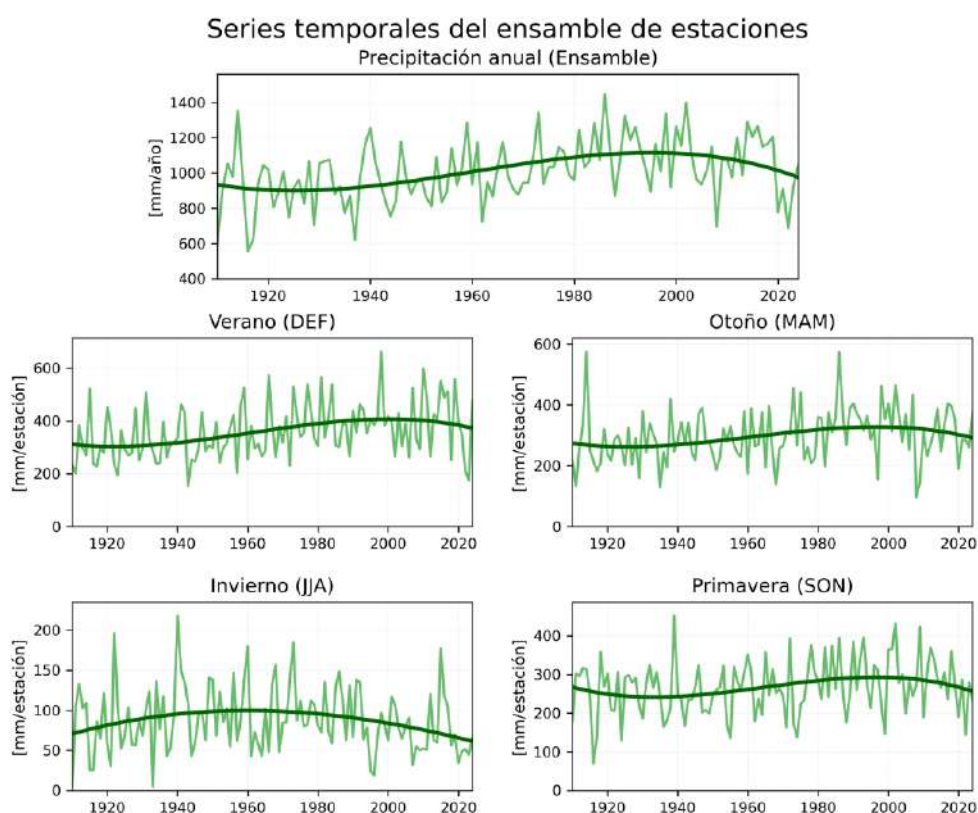


Figura 17: Series temporales de precipitación anual (panel superior) y estacional (paneles centrales e inferiores) para el ensamble de las estaciones utilizadas en el análisis de variabilidad y cambios. Las líneas de color verde oscuro indican las tendencias no lineales de largo plazo.

Más allá de estos cambios de largo plazo, las series del ensamble muestran una elevada variabilidad interanual y decadal, característica del régimen hidroclimático regional. Esta variabilidad es particularmente notable en verano y otoño, estaciones que concentran la mayor parte de la precipitación anual y en las que la ocurrencia de eventos convectivos intensos puede generar acumulados estacionales muy elevados. En contraste, la precipitación invernal presenta una variabilidad más limitada, consistente con el carácter relativamente seco de la estación en gran parte de la región. Los análisis de variabilidad realizados mediante SSA indican la presencia de ciclos dominantes en escalas interanuales, principalmente entre 2 y 7 años, asociados a la influencia del fenómeno ENSO. También se identifican oscilaciones de mayor período en escalas decadales y multidecadales. Estas oscilaciones modulan la alternancia entre períodos húmedos y secos observados en las series temporales, superponiéndose a las tendencias de largo plazo y contribuyendo a la marcada variabilidad hidroclimática propia del centro-este de Argentina.

5.2 Temperatura máxima

La Figura 18 presenta las series temporales de Tmax media anual correspondientes a las estaciones meteorológicas analizadas. En términos generales, todas las series muestran un comportamiento común, con un aumento marcado de la Tmax a partir de comienzos del siglo XXI. Antes de este período, no se observa una tendencia clara de largo plazo, e incluso en algunas estaciones los valores medios fueron ligeramente menores durante las décadas centrales del siglo XX en comparación con las primeras décadas del registro. Sin embargo, desde aproximadamente el año 2000 se registra un incremento consistente en todas las estaciones, lo que refleja un proceso de calentamiento regional particularmente evidente en la Tmax. A pesar de las diferencias regionales en magnitud absoluta, la variabilidad interanual es relativamente similar entre estaciones, con oscilaciones del orden de 3 a 4 °C entre los años más cálidos y los más fríos. Las series reflejan claramente el gradiente latitudinal característico de la región. En el centro-norte —Rafaela, Ceres y Reconquista— los valores medios se ubican entre 24 y 28 °C. Hacia el sur de la provincia —Laboulaye, Junín y Rosario— las Tmax medias anuales disminuyen a valores entre 21 y 25 °C, reflejando la transición hacia condiciones climáticas relativamente más templadas.

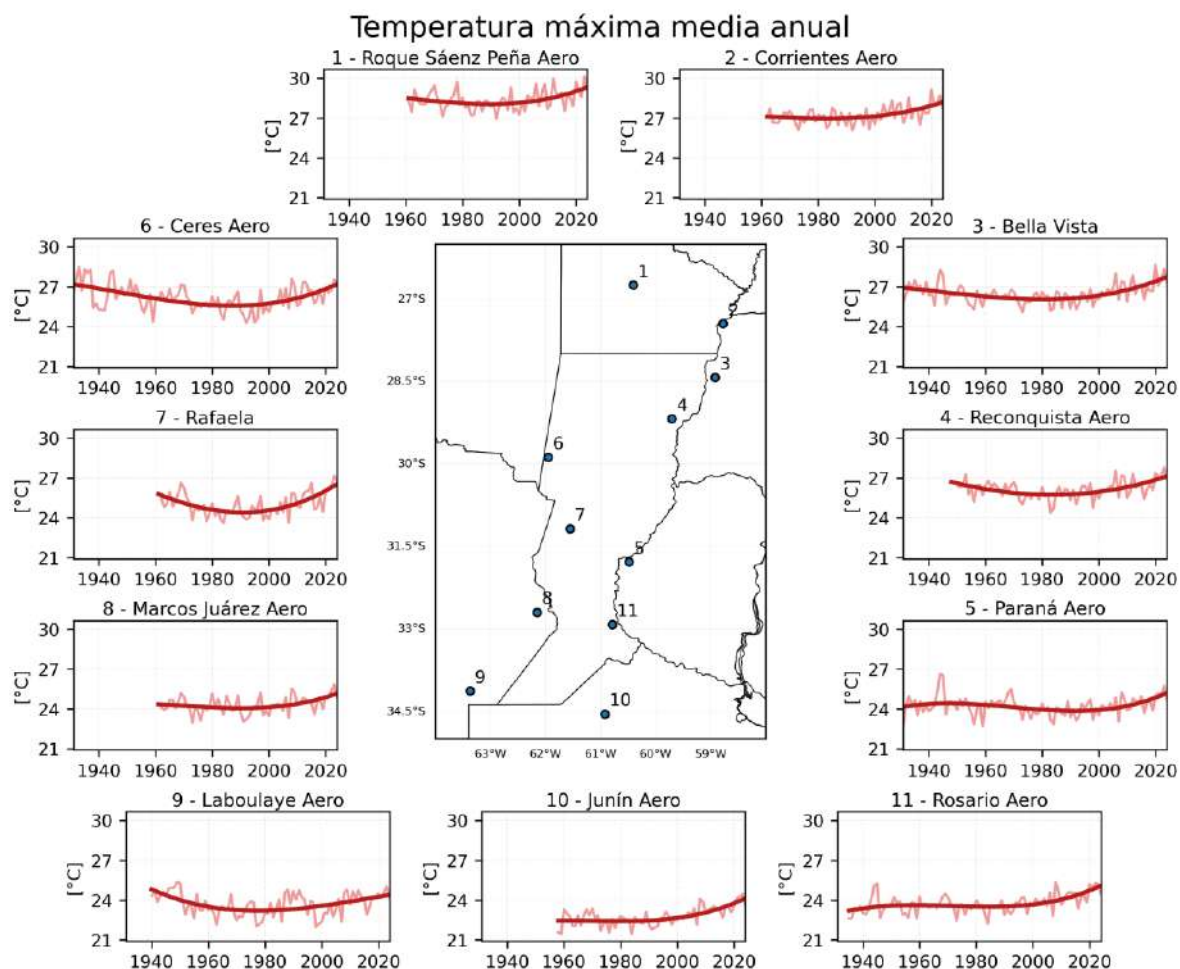


Figura 18: Series temporales de Tmax media anual (°C) para las estaciones meteorológicas utilizadas en el análisis de variabilidad y cambios (ver ubicación en el mapa central). Las líneas de color rojo oscuro indican las tendencias no lineales de largo plazo.

Más allá de estas tendencias de largo plazo, la variabilidad interanual de la Tmax está asociada a distintos forzantes climáticos de gran escala. En el centro-este de Argentina se han identificado modos dominantes de variabilidad con períodos cercanos a 2–4 años y otro cercano a una década, asociados principalmente a la influencia de la variabilidad oceánica tropical y subtropical (Müller et al., 2000; Rusticucci et al., 2017). En particular, la variabilidad interanual de la temperatura está parcialmente modulada por el fenómeno ENSO, que modifica la circulación atmosférica regional y la frecuencia de episodios cálidos y fríos. Durante fases de El Niño, tienden a registrarse temperaturas más elevadas en gran parte del país. Durante eventos de La Niña se incrementa la ocurrencia de episodios fríos y disminuye la frecuencia de extremos cálidos (Müller et al., 2003; Rusticucci et al., 2012). Además de ENSO, la Tmax también puede ser influenciada por anomalías de temperatura superficial del mar en los océanos Atlántico y Pacífico, que modulan la circulación atmosférica regional y el transporte de calor hacia el continente. Las anomalías cálidas en el Atlántico tropical y en el Pacífico pueden alterar la posición de los sistemas de circulación subtropicales, favoreciendo condiciones atmosféricas más estables y cálidas sobre el centro-este de Argentina y aumentando la persistencia de anomalías cálidas en superficie (Seager et al., 2010; Rusticucci et al., 2016). En conjunto, estos mecanismos explican la presencia

de oscilaciones interanuales y decadales en las series de Tmax, que se superponen a la tendencia de calentamiento observada y favorecen una ocurrencia cada vez más frecuente de años con Tmax elevadas en la región.

La Figura 19 muestra las series temporales de la Tmax media durante el verano (diciembre–febrero). En términos generales, los cambios siguen un patrón similar al observado en la Tmax media anual, aunque en algunas estaciones del centro-norte las señales de calentamiento son más marcadas. En particular, estaciones como Ceres, Rafaela, Reconquista y Paraná muestran un incremento notable de la Tmax estival desde comienzos del siglo XXI, con aumentos de aproximadamente 3 °C en los valores medios respecto de las décadas previas. La variabilidad interanual de la Tmax en verano resulta considerablemente mayor que la observada en la media anual, con rangos que alcanzan aproximadamente 6 °C entre veranos más cálidos y más frescos. Esta elevada variabilidad responde en gran medida a la influencia de forzantes climáticos interanuales con ciclos dominantes de corto período, cercanos a los 2–3 años. Estos ciclos se encuentran asociados principalmente a la variabilidad interanual del ENSO y generan un importante impacto en la circulación atmosférica regional en verano (Lovino et al., 2018).

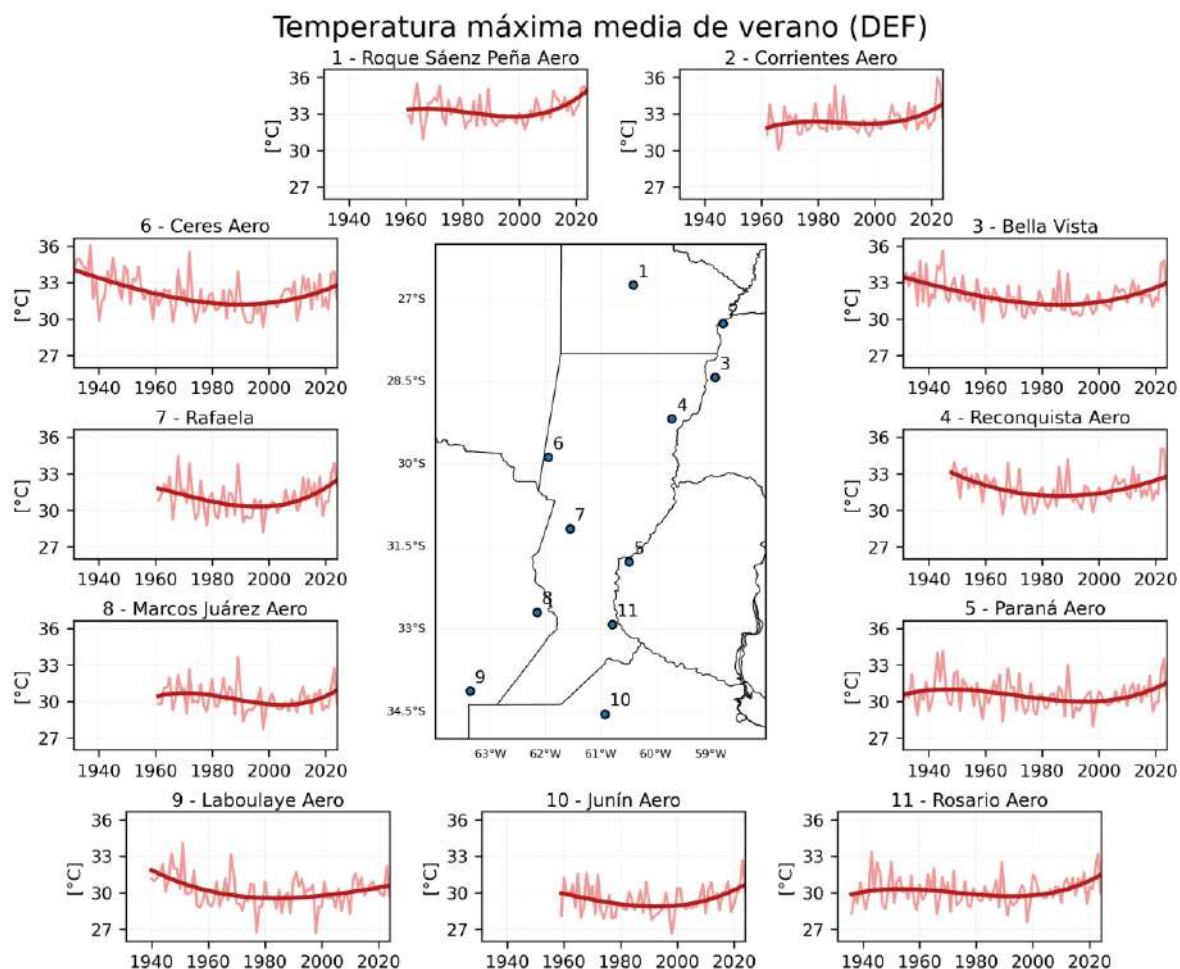


Figura 19: Series temporales de Tmax media de verano (°C, DEF) para las estaciones meteorológicas utilizadas en el análisis de variabilidad y cambios (ver ubicación en el mapa central). Las líneas de color rojo oscuro indican las tendencias no lineales de largo plazo.

La Figura 20 presenta las series temporales de la Tmax media durante el invierno (junio–agosto). En términos generales, los cambios observados siguen un patrón similar al identificado en la Tmax media anual, con un aumento marcado de las temperaturas durante las últimas décadas. Este calentamiento resulta particularmente evidente a partir de comienzos del siglo XXI y presenta una magnitud comparable a la observada en verano. En las estaciones ubicadas en el norte y centro-norte de la provincia, los incrementos alcanzan aproximadamente 3 °C respecto de las décadas previas, mientras que en el sur provincial el aumento es algo menor, del orden de 2 °C. La variabilidad interanual de la Tmax invernal es considerable, con rangos que oscilan entre 4 y 5 °C entre inviernos relativamente cálidos y fríos. A diferencia de lo que ocurre en verano, durante el invierno la temperatura está fuertemente modulada por la variabilidad de la circulación atmosférica de latitudes medias. En particular, sistemas frontales y masas de aire provenientes de altas latitudes del continente sudamericano regulan la frecuencia e intensidad de irrupciones de aire frío en la región. Asimismo, la Tmax invernal en el centro-este de Argentina puede verse influenciada por el ENSO y por la variabilidad de la circulación del Atlántico sur, que también modulan la posición de los sistemas de presión subtropicales y la frecuencia de advecciones frías o cálidas sobre la región (Garreaud et al., 2009; Rusticucci et al., 2016).

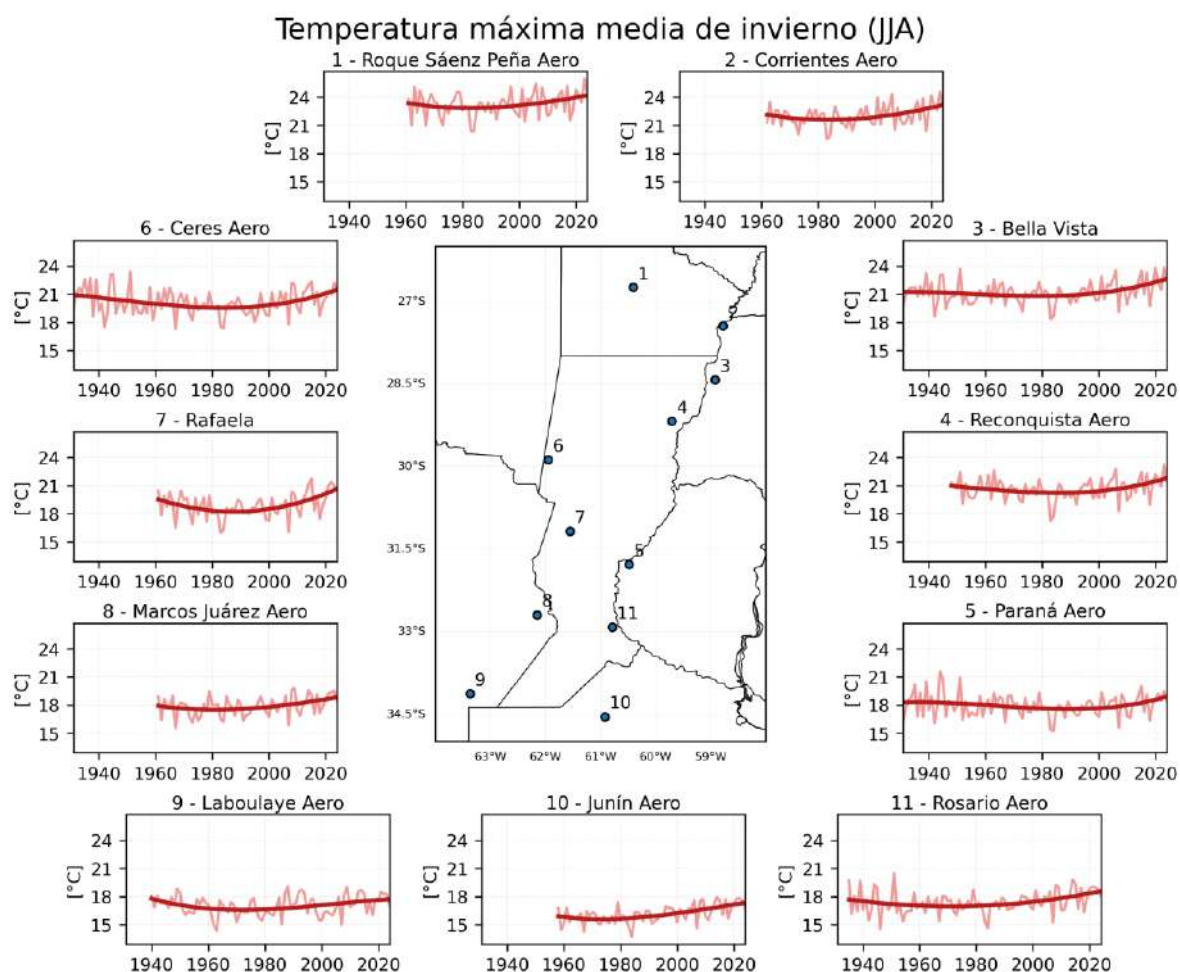


Figura 20: Series temporales de Tmax media de invierno (°C, JJA) para las estaciones meteorológicas utilizadas en el análisis de variabilidad y cambios (ver ubicación en el mapa central). Las líneas de color rojo oscuro indican las tendencias no lineales de largo plazo.

Las Figuras 21 y 22 presentan las series temporales de Tmax media en otoño (marzo–mayo) y primavera (septiembre–noviembre). En ambas estaciones intermedias se observa un patrón temporal similar al identificado en la Tmax media anual, con valores relativamente estables durante gran parte del siglo XX y un aumento marcado desde comienzos del siglo XXI. La magnitud del calentamiento es comparable a la observada en otras estaciones del año, aunque presenta diferencias en la variabilidad interanual. En particular, la Tmax de otoño presenta una variabilidad interanual ligeramente mayor que la de primavera. Esta mayor variabilidad se relaciona con el carácter transicional de la estación, cuando la región aún conserva condiciones atmosféricas cálidas y húmedas heredadas del verano, mientras aumenta la frecuencia de sistemas frontales y perturbaciones provenientes de latitudes medias. Como resultado, durante el otoño se observa una interacción más intensa entre los forzantes tropicales e intraestacionales —como ENSO y la variabilidad convectiva intraseasonal asociada a la Oscilación Madden–Julian— y los mecanismos dinámicos de latitudes medias. En primavera, la variabilidad térmica suele estar más fuertemente modulada por la evolución de ENSO y por cambios en la circulación regional que controlan la frecuencia de irrupciones de aire frío o episodios cálidos tempranos sobre el centro-este de Argentina (Müller et al., 2003; Garreaud et al., 2009).

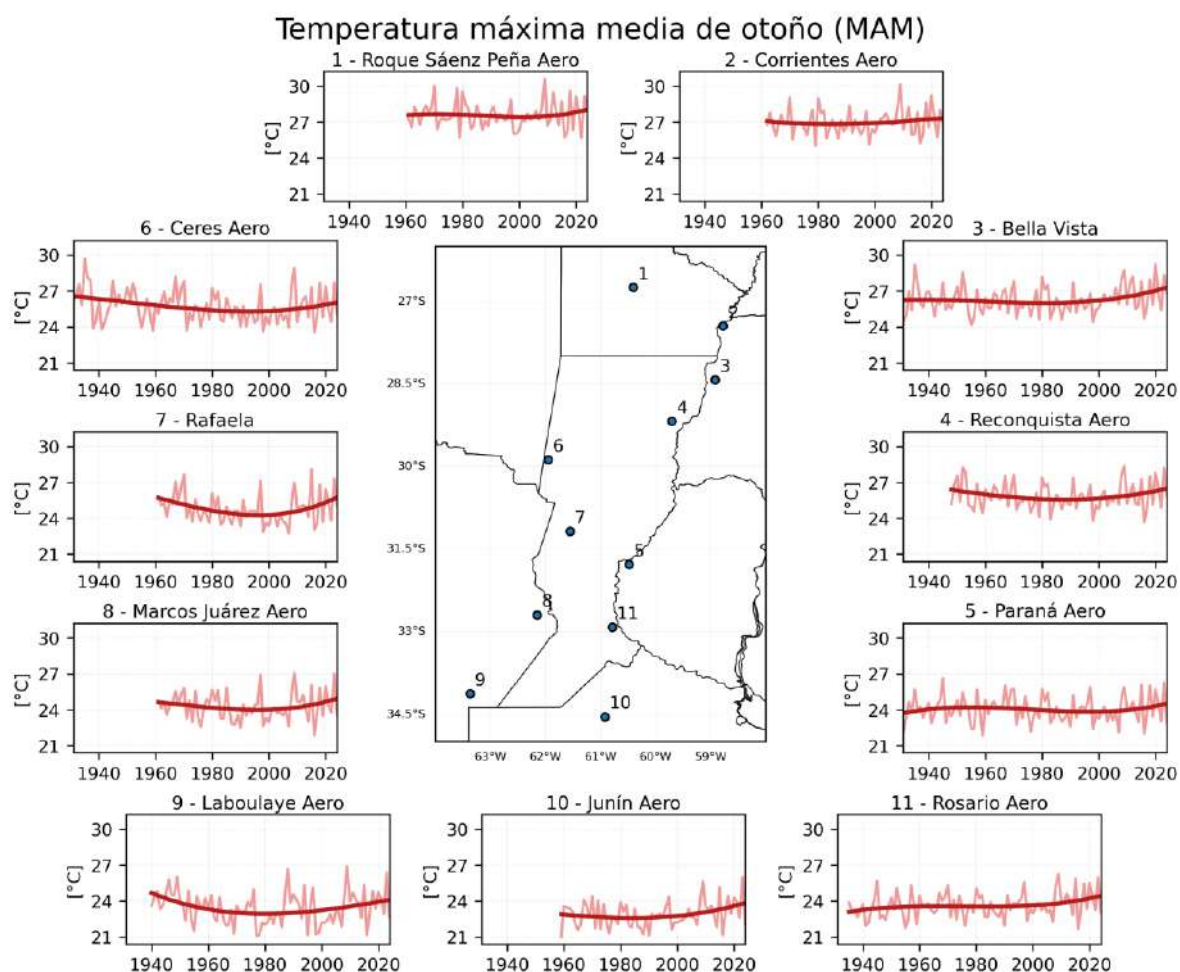


Figura 21: Series temporales de Tmax media de otoño (°C, MAM) para las estaciones meteorológicas utilizadas en el análisis de variabilidad y cambios (ver ubicación en el mapa central). Las líneas de color rojo oscuro indican las tendencias no lineales de largo plazo.

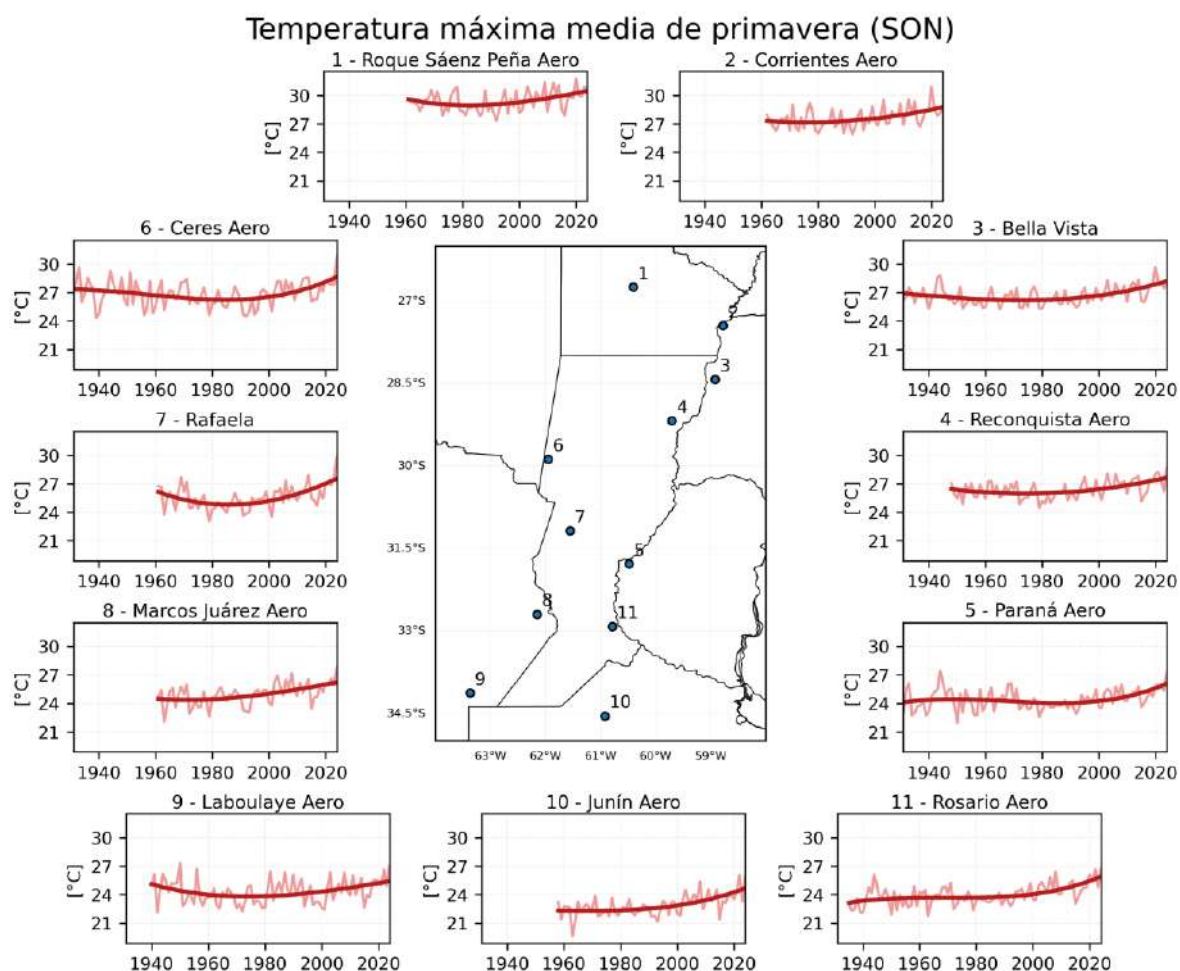


Figura 22: Series temporales de Tmax media de primavera ($^{\circ}\text{C}$, SON) para las estaciones meteorológicas utilizadas en el análisis de variabilidad y cambios (ver ubicación en el mapa central). Las líneas de color rojo oscuro indican las tendencias no lineales de largo plazo.

A modo de síntesis, la Figura 23 presenta las series temporales del ensamble regional de Tmax media anual y estacional, construido a partir de las estaciones meteorológicas analizadas. En términos generales, los resultados muestran valores relativamente estables o levemente descendentes durante gran parte de la segunda mitad del siglo XX, seguidos de un aumento marcado de la Tmax a partir de comienzos del siglo XXI. Considerando los promedios de diferentes períodos (Tabla 7), la Tmax media anual presentó una ligera disminución de aproximadamente -0.29°C entre los períodos 1941–1970 y 1971–2000. Sin embargo, al comparar los períodos 2001–2024 y 1971–2000, se observa un incremento significativo de aproximadamente $+0.80^{\circ}\text{C}$ en la Tmax anual del ensamble. Este cambio reciente también se refleja en las estaciones del año, aunque con una magnitud distinta. Durante la segunda mitad del siglo XX todas las estaciones muestran disminuciones leves, particularmente en verano (-0.79°C), mientras que otoño, invierno y primavera presentan reducciones más moderadas. En contraste, durante las últimas décadas se registra un aumento generalizado de la Tmax en todas las estaciones, con incrementos de $+0.63^{\circ}\text{C}$ en verano, $+0.51^{\circ}\text{C}$ en otoño, $+0.92^{\circ}\text{C}$ en invierno y hasta $+1.13^{\circ}\text{C}$ en primavera. En conjunto, estos resultados indican una intensificación reciente del calentamiento regional, particularmente marcada durante las estaciones de transición y durante el invierno.

Tabla 7. Cambios absolutos (°C) en la Tmax media anual y estacional del ensamble de estaciones, estimados a partir de las medias de los períodos 1971–2000 respecto de 1941–1970, y 2001–2024 respecto de 1971–2000.

Variable	Δ (1971/2000 – 1941/1970)	Δ (2001/2024 – 1971/2000)
Tmax media anual	-0.29	+0.80
Verano (DEF)	-0.79	+0.63
Otoño (MAM)	-0.23	+0.51
Invierno (JJA)	-0.08	+0.92
Primavera (SON)	-0.11	+1.13

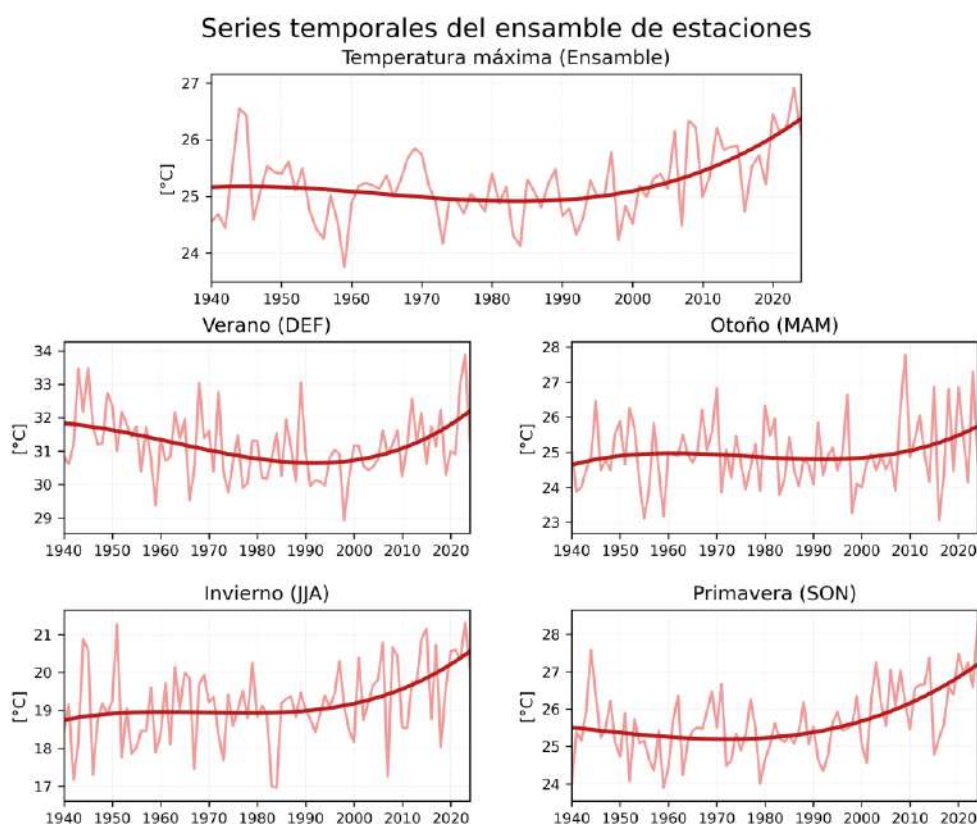


Figura 23: Series temporales de Tmax media anual (panel superior) y media estacional (paneles centrales e inferiores) para el ensamble de las estaciones utilizadas en el análisis de variabilidad y cambios. Las líneas de color rojo oscuro indican las tendencias no lineales de largo período.

Las series del ensamble evidencian una significativa variabilidad interanual y decadal, propia del régimen climático regional. En particular, la Tmax presenta oscilaciones interanuales con períodos dominantes de 2–4 años, asociadas principalmente a la influencia del fenómeno ENSO, que modula la circulación atmosférica y la frecuencia de episodios cálidos o fríos en el centro-este de Argentina. Además de estas oscilaciones interanuales, las series muestran fluctuaciones en escalas decadales vinculadas a la interacción entre anomalías de temperatura superficial del mar en los océanos Pacífico y Atlántico y la

circulación atmosférica regional. Estas oscilaciones modulan la ocurrencia de períodos relativamente más cálidos o más frescos que se superponen a la tendencia de calentamiento observada en las últimas décadas. En este contexto, el reciente incremento de la Tmax forma parte de una señal de calentamiento regional, consistente con lo observado en gran parte del sudeste de Sudamérica.

5.3 Temperatura mínima

La Figura 24 presenta las series temporales de la Tmin media anual de las estaciones meteorológicas analizadas. En la mayoría de las estaciones se observa un patrón común caracterizado por una tendencia no lineal de aumento, que comienza a manifestarse con mayor claridad entre las décadas de 1960 y 1970. A partir de entonces, la Tmin media anual muestra un incremento progresivo que, en varias estaciones, alcanza valores cercanos a 2 °C respecto de las primeras décadas del registro. Este aumento resulta particularmente evidente en estaciones del este de la región, como Rosario, Paraná y Reconquista, mientras que en estaciones del oeste—como Ceres, Rafaela o Laboulaye— el incremento es algo menor. En muchos casos, las tendencias muestran una leve estabilización o una tasa de crecimiento más moderada a partir de la década de 2000, lo que sugiere que el calentamiento nocturno más intenso ocurrió en las últimas décadas del siglo XX.

En comparación con la Tmax, la variabilidad interanual de la Tmin media anual es relativamente menor, con rangos típicos de variación del orden de 2 a 3 °C entre los años más fríos y los más templados. Parte de esta variabilidad está modulada por el fenómeno ENSO, que influye en las condiciones térmicas mediante cambios en la circulación atmosférica y en la disponibilidad de humedad. En general, los años asociados a eventos La Niña tienden a favorecer condiciones relativamente más frías, particularmente en invierno, mientras que durante eventos El Niño suelen registrarse temperaturas mínimas más elevadas, en parte debido a un aumento de la nubosidad y de la humedad atmosférica que reduce el enfriamiento radiativo nocturno (Müller et al., 2003; Lovino et al., 2018). Además de ENSO, la Tmin en la región también puede verse influenciada por la variabilidad de la temperatura superficial del mar en el Atlántico sur y por cambios en la frecuencia de irrupciones de aire frío provenientes de latitudes altas del continente sudamericano. En conjunto, estos mecanismos contribuyen a explicar la variabilidad interanual observada en las series, que se superpone a la tendencia de calentamiento nocturno registrada en la mayoría de las estaciones analizadas.

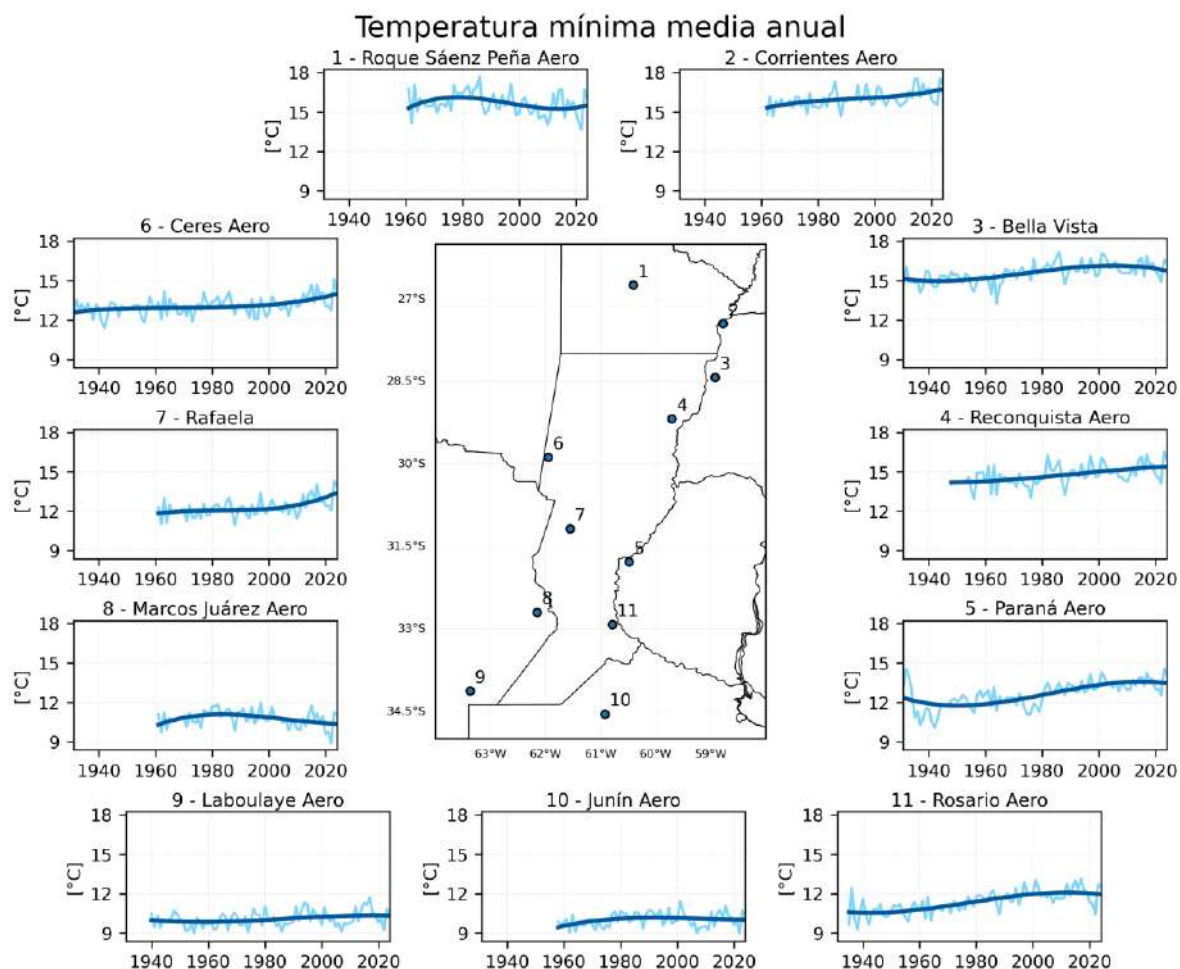


Figura 24: Series temporales de Tmin media anual ($^{\circ}\text{C}$) para las estaciones meteorológicas utilizadas en el análisis de variabilidad y cambios (ver ubicación en el mapa central). Las líneas de color azul oscuro indican las tendencias no lineales de largo plazo.

La Figura 25 presenta las series temporales de la Tmin media durante el verano (diciembre–febrero). En la mayoría de las estaciones se observa un comportamiento temporal similar al identificado en la Tmin media anual, con un aumento progresivo desde las décadas de 1960–1970 y una leve estabilización o una tasa de crecimiento más moderada a partir de comienzos de la década de 2000. Este patrón se manifiesta de forma relativamente consistente en toda la región, aunque algunas estaciones del centro-oeste provincial, como Rafaela y Ceres, presentan tendencias positivas algo más marcadas durante las últimas décadas. En términos de variabilidad, la Tmin estival presenta oscilaciones interanuales del orden de aproximadamente 3°C entre veranos más cálidos y más frescos. Esta variabilidad está dominada principalmente por ciclos interanuales de corta duración asociados a la influencia del fenómeno ENSO, que modula la circulación atmosférica regional, la disponibilidad de humedad y la nubosidad durante la estación cálida (Rusticucci et al., 2012). Además de ENSO, la Tmin estival también puede verse influenciada por la variabilidad del transporte de humedad asociado al Low-Level Jet sudamericano y por cambios en la actividad convectiva regional que modulan la nubosidad y el balance radiativo nocturno sobre el centro-este de Argentina (Salio et al., 2007; Reboita et al. 2025).

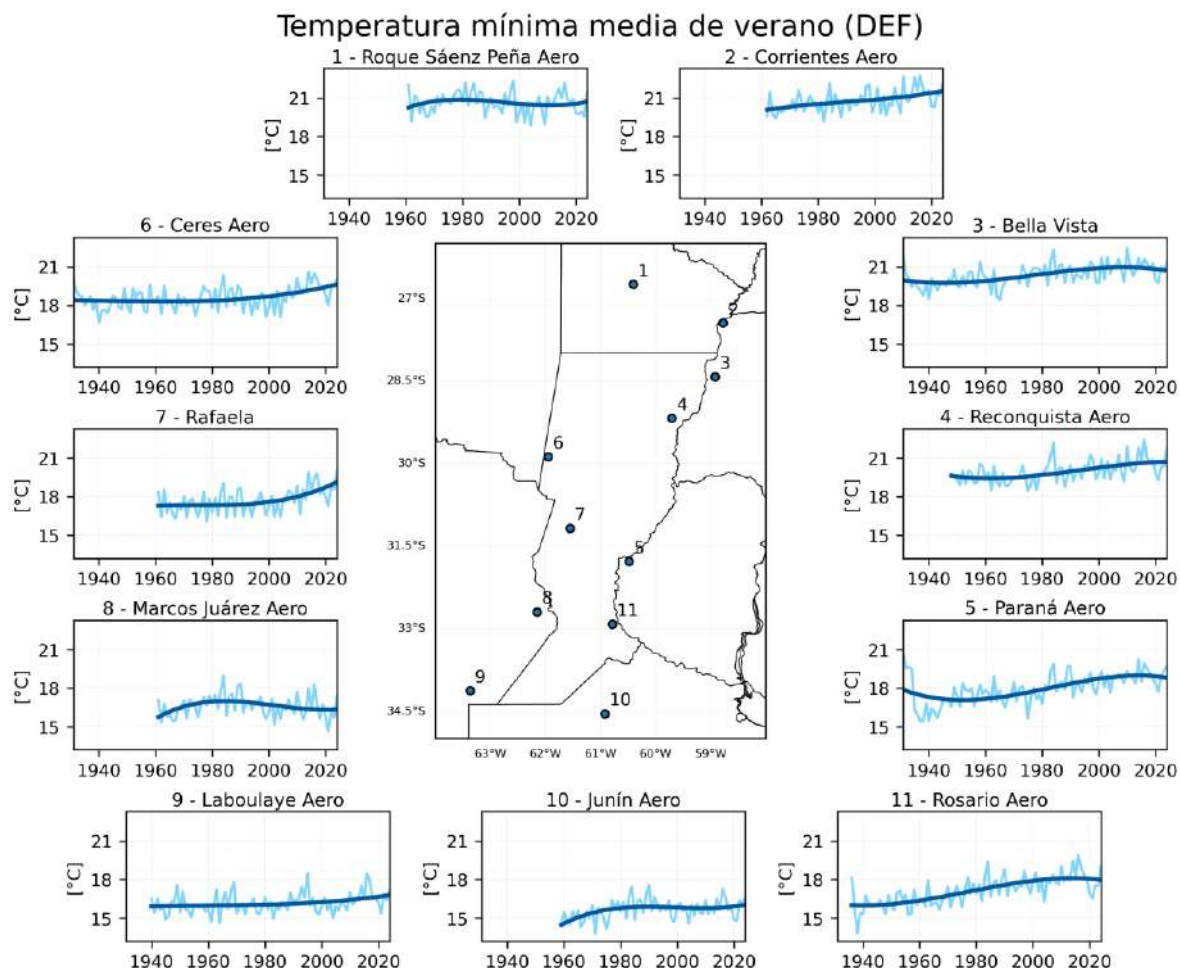


Figura 25: Series temporales de Tmin media de verano (°C, DEF) para las estaciones meteorológicas utilizadas en el análisis de variabilidad y cambios (ver ubicación en el mapa central). Las líneas de color azul oscuro indican las tendencias no lineales de largo plazo.

La Figura 26 presenta las series temporales de la Tmin media durante el invierno (junio–agosto). A diferencia de lo observado en la Tmin anual y estival, no se identifica un patrón homogéneo de tendencia en las estaciones analizadas. Las tendencias no lineales son débiles o prácticamente inexistentes a lo largo del período de observación. En cambio, la característica dominante de la Tmin invernal es su elevada variabilidad interanual, con rangos que pueden alcanzar hasta aproximadamente 6 °C entre inviernos relativamente fríos y templados. Esta variabilidad está fuertemente asociada a la frecuencia e intensidad de irrupciones de aire frío provenientes de latitudes altas del continente sudamericano, que constituyen uno de los principales mecanismos de control de la temperatura invernal en la región. Asimismo, la Tmin durante el invierno se encuentra fuertemente modulada por la variabilidad interanual asociada al fenómeno ENSO, que influye en la ocurrencia de episodios fríos. En particular, los inviernos asociados a eventos La Niña suelen presentar una mayor frecuencia de irrupciones de aire frío y temperaturas mínimas más bajas, mientras que durante eventos El Niño tienden a registrarse condiciones relativamente más templadas asociadas a condiciones de mayor humedad (Müller y Berri., 2012; Garreaud et al., 2009).

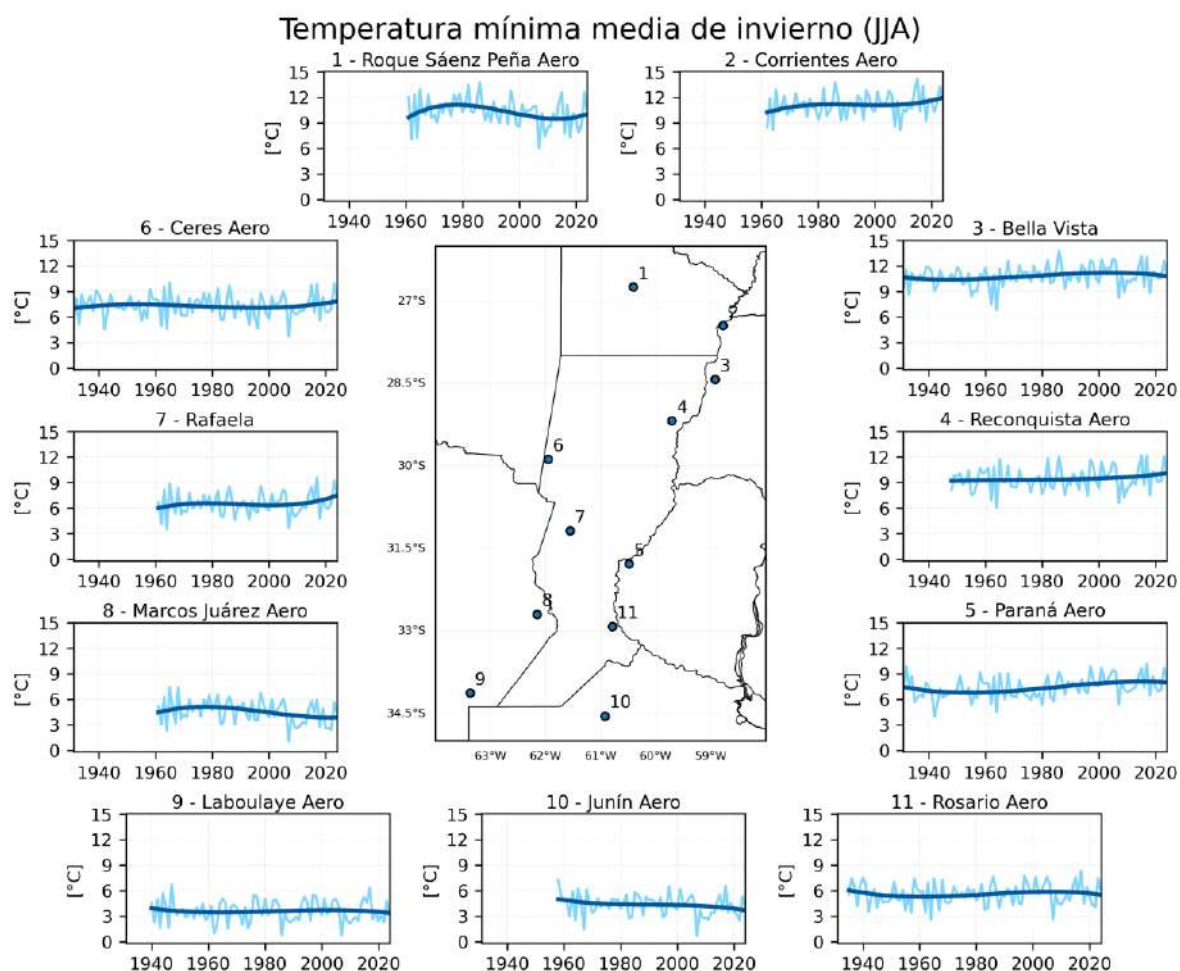


Figura 26: Series temporales de Tmin media de invierno (°C, JJA) para las estaciones meteorológicas utilizadas en el análisis de variabilidad y cambios (ver ubicación en el mapa central). Las líneas de color azul oscuro indican las tendencias no lineales de largo plazo.

Las Figuras 27 y 28 presentan las series temporales de la Tmin media en otoño (marzo–mayo) y primavera (septiembre–noviembre), respectivamente. En otoño, el comportamiento temporal es similar al observado en la Tmin media anual, con un aumento progresivo que se intensifica principalmente entre las décadas de 1970 y 2000, seguido por una leve estabilización o una tendencia positiva más moderada en las últimas décadas. En primavera, en cambio, el incremento de la Tmin muestra una evolución más progresiva y sostenida a lo largo de todo el período analizado. En algunas estaciones distribuidas en la provincia —como Rosario, Paraná y Rafaela— los aumentos alcanzan valores cercanos a 3 °C desde mediados del siglo XX hasta la actualidad. En el extremo suroeste de la provincia, los cambios resultan menos notorios en ambas estaciones, ya que las estaciones de Marcos Juárez y Laboulaye no muestran tendencias claras. El rango de variabilidad interanual es relativamente similar en ambas estaciones, aunque los moduladores presentan algunas diferencias. Durante el otoño, la Tmin se encuentra influenciada tanto por forzantes tropicales —principalmente ENSO— como por la creciente influencia de la circulación de latitudes medias, que controla la frecuencia de irrupciones de aire frío a medida que la región transita hacia la estación fría (Rusticucci et al., 2012; Garreaud et al., 2009). En primavera, en cambio, la variabilidad térmica suele estar más fuertemente modulada por ENSO y por

cambios en la circulación subtropical que afectan la frecuencia de masas de aire cálidas y la nubosidad regional. Estos factores influyen directamente en el enfriamiento radiativo nocturno y, por lo tanto, en la evolución de la Tmin.

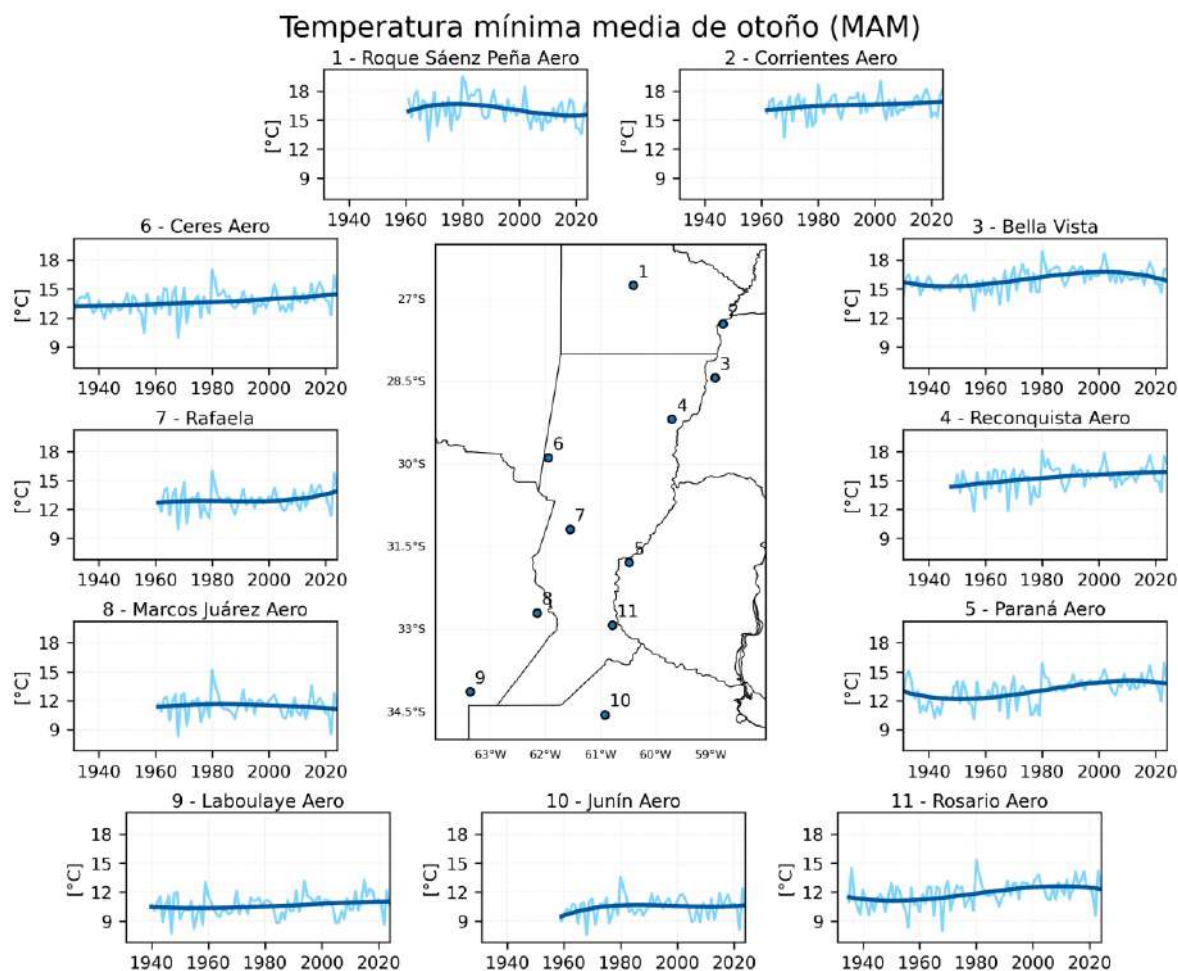


Figura 27: Series temporales de Tmin media de otoño (°C, MAM) para las estaciones meteorológicas utilizadas en el análisis de variabilidad y cambios (ver ubicación en el mapa central). Las líneas de color azul oscuro indican las tendencias no lineales de largo plazo.

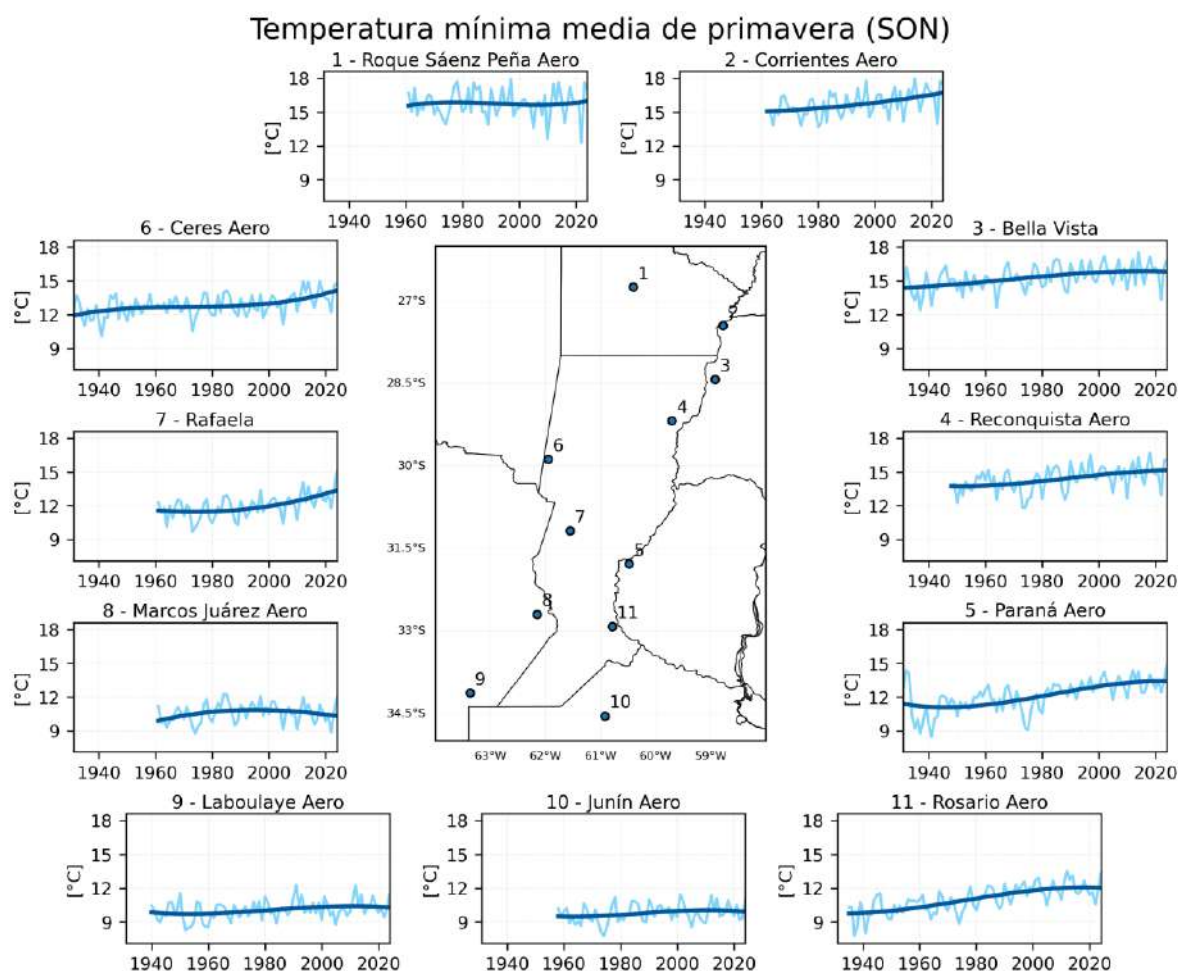


Figura 28: Series temporales de Tmin media de primavera (°C, SON) para las estaciones meteorológicas utilizadas en el análisis de variabilidad y cambios (ver ubicación en el mapa central). Las líneas de color azul oscuro indican las tendencias no lineales de largo período.

A modo de síntesis, la Figura 29 presenta las series temporales del ensamble regional de Tmin media anual y estacional, construido a partir de las estaciones meteorológicas analizadas. En términos generales, los resultados muestran un incremento marcado de la Tmin durante la segunda mitad del siglo XX, seguido por una estabilización o un aumento más moderado en las últimas décadas. Considerando los promedios de diferentes períodos (Tabla 8), la Tmin media anual aumentó aproximadamente $+0.66\text{ }^{\circ}\text{C}$ entre 1941–1970 y 1971–2000. Al comparar 2001–2024 con 1971–2000, se observa un incremento adicional más moderado, cercano a $+0.23\text{ }^{\circ}\text{C}$. Este comportamiento también se refleja en las estaciones del año, aunque con distinta magnitud. Durante la segunda mitad del siglo XX, los mayores incrementos se registraron en otoño ($+0.83\text{ }^{\circ}\text{C}$) y verano ($+0.65\text{ }^{\circ}\text{C}$), mientras que en primavera el aumento fue de $+0.62\text{ }^{\circ}\text{C}$ y en invierno algo menor ($+0.46\text{ }^{\circ}\text{C}$). En las últimas décadas, los cambios resultan más heterogéneos entre estaciones: se observan incrementos moderados en verano ($+0.36\text{ }^{\circ}\text{C}$) y especialmente en primavera ($+0.52\text{ }^{\circ}\text{C}$), mientras que en otoño el aumento es más leve ($+0.10\text{ }^{\circ}\text{C}$) y en invierno prácticamente no se registran cambios ($-0.02\text{ }^{\circ}\text{C}$). En conjunto, las tendencias no lineales del ensamble indican que el mayor incremento de la Tmin ocurrió principalmente durante la segunda mitad del

siglo XX, seguido por una fase reciente de cambios más moderados o relativa estabilización en varias estaciones del año.

Tabla 8. Cambios absolutos (°C) en la Tmin media anual y estacional del ensamble de estaciones, estimados a partir de las medias de los períodos 1971–2000 respecto de 1941–1970, y 2001–2024 respecto de 1971–2000.

Variable	Δ (1971/2000 – 1941/1970)	Δ (2001/2024 – 1971/2000)
Tmin media anual	+0.66	+0.23
Verano (DEF)	+0.65	+0.36
Otoño (MAM)	+0.83	+0.10
Invierno (JJA)	+0.46	-0.02
Primavera (SON)	+0.62	+0.52

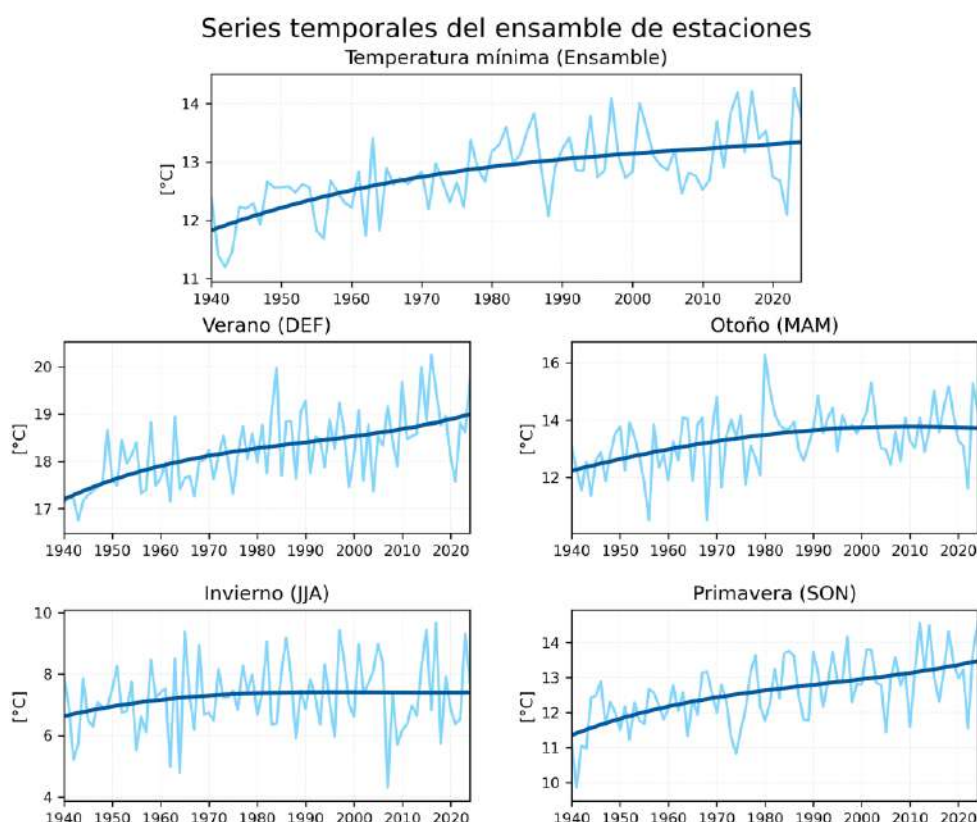


Figura 29: Series temporales de Tmin media anual (panel superior) y media estacional (paneles centrales e inferiores) para el ensamble de las estaciones utilizadas en el análisis de variabilidad y cambios. Las líneas de color azul oscuro indican las tendencias no lineales de largo plazo.

Las series del ensamble muestran una variabilidad interanual significativa, propia del régimen climático regional. En general, la Tmin presenta oscilaciones interanuales con mayor variabilidad durante el invierno y menor amplitud en las medias anuales. Esta variabilidad se encuentra fuertemente modulada por la influencia del fenómeno ENSO, que afecta la temperatura nocturna a través de cambios en la circulación atmosférica, la

humedad y la nubosidad. En particular, los años asociados a eventos El Niño suelen presentar temperaturas mínimas relativamente más elevadas, debido a una mayor nubosidad y humedad atmosférica que reducen el enfriamiento radiativo nocturno. Durante eventos de La Niña, en cambio, tienden a registrarse condiciones relativamente más frías, especialmente durante el invierno. Además de ENSO, la variabilidad de la T_{min} en el centro-este de Argentina también puede verse modulada por la interacción entre la circulación de latitudes medias y anomalías de temperatura superficial del mar en el Atlántico sur, que influyen en la frecuencia de irrupciones de aire frío y en la persistencia de anomalías térmicas sobre la región.

4.4 Conclusiones de variabilidad y cambios

Los resultados evidencian cambios significativos en las principales variables climáticas analizadas: precipitación, temperatura máxima y temperatura mínima. En términos generales, se observa una señal clara de calentamiento regional, evidenciada en el aumento de las temperaturas máximas y mínimas en la mayoría de las estaciones analizadas. El calentamiento regional se ha manifestado de manera diferenciada entre las componentes diurnas y nocturnas de la temperatura. Las temperaturas máximas presentan un incremento particularmente marcado desde comienzos del siglo XXI. Las temperaturas mínimas muestran un aumento más temprano, iniciado principalmente entre las décadas de 1960 y 1970 y consolidado durante la segunda mitad del siglo XX. En contraste, la precipitación presenta un patrón de cambio más complejo. Las series muestran un aumento significativo durante la segunda mitad del siglo XX, que consolidó un período relativamente húmedo entre aproximadamente 1970 y mediados de la década de 2000. Posteriormente, se observa una estabilización y una leve reversión de la tendencia en las últimas décadas. Estos resultados indican que las variables térmicas muestran una señal consistente de calentamiento regional, mientras que la precipitación responde a una combinación más compleja de forzantes climáticos de distinta escala temporal.

Los resultados también muestran que la variabilidad interanual es el componente dominante de la variabilidad climática regional. El análisis mediante SSA identifica modos oscilatorios dominantes en escalas de aproximadamente 2 a 6 años tanto en precipitación como en temperatura (Tabla 9). En la precipitación anual, por ejemplo, se identifican ciclos dominantes cercanos a 2 años y entre aproximadamente 6 y 9 años que explican una fracción importante de la variabilidad total. En las temperaturas máximas y mínimas también se observan ciclos interanuales con períodos dominantes entre 2 y 4 años. Estos modos están fuertemente asociados a la influencia del fenómeno ENSO, que constituye el principal modulador de la variabilidad climática interanual en el sudeste de Sudamérica, aunque no el único. Otros forzantes oceánicos de mayor escala, como la AMO y las anomalías de temperatura superficial del mar en el Atlántico tropical, también influyen en la hidroclimatología regional al modificar el transporte de humedad y la circulación atmosférica. Asimismo, forzantes atmosféricos de escala subestacional, como la Oscilación Madden-Julian (MJO), pueden modular episodios húmedos o secos en escalas de semanas a meses, interactuando con los forzantes de mayor escala. En conjunto, la interacción entre estos procesos en múltiples escalas temporales genera una variabilidad hidroclimática compleja, característica del centro-este de Argentina.

Tabla 9. Modos dominantes de variabilidad identificados mediante SSA en las series del ensamble de precipitación, temperatura máxima y temperatura mínima. Se reportan la tendencia (Ten) y los tres principales modos oscilatorios, con su período dominante en años y entre paréntesis se indica la varianza explicada (%) por cada modo.

Variable	Serie	Tendencia	Período dominante (varianza explicada)		
Precipitación	ANUAL	Ten (18.7)	8.8 (24.7)	6.4 (15.0)	2 (15.5)
	DEF	Ten (12.7)		3.8 (29.9)	2 (15.5)
	MAM	Ten (15.0)		5.5 (16.5)	2 (26.7)
	JJA	Ten (8.8)	9.6 (25.8)	6 (21.3)	3.3 (20.3)
	SON	Ten (19.1)		6.4 (31.7)	2.3 (21.2)
Temp. Máxima	ANUAL	Ten (16.1)	8.5 (23.4)		3 (16.9)
	DEF	Ten (17.4)		5.7 (18.8)	2.4 (16.6)
	MAM	Ten (10.9)		5.7 (18.1)	3 (31.3)
	JJA	Ten (16.4)		3.4 (19.2)	2.7 (22.9)
	SON	Ten (19.1)		3.7 (17.4)	2.7 (10.1)
Temp. Mínima	ANUAL	Ten (27.6)		4 (10.9)	2 (14.2)
	DEF	Ten (18.9)		4.7 (9.7)	2.7 (24.3)
	MAM	Ten (11.3)		3.5 (15.7)	2.7 (26.3)
	JJA	Ten (8.9)		4 (22.3)	2.4 (33.6)
	SON	Ten (19.8)		5.7 (26.1)	3 (11.4)

En este contexto, el clima de la provincia puede entenderse como el resultado de la interacción entre tendencias de largo plazo asociadas al calentamiento regional y una marcada variabilidad natural en múltiples escalas temporales. La superposición de estos procesos implica que los cambios observados en las últimas décadas no se manifiestan de manera lineal ni uniforme en todas las variables o estaciones del año, sino que están modulados por fluctuaciones interanuales y decadales que pueden intensificar o atenuar temporalmente las tendencias de fondo. Desde una perspectiva aplicada, estos resultados resaltan la importancia de considerar simultáneamente los cambios de largo plazo y la variabilidad natural del sistema climático al evaluar riesgos y planificar estrategias de adaptación. En particular, la coexistencia de una tendencia al calentamiento regional con una marcada variabilidad hidroclimática implica que la región continuará experimentando una alternancia de años relativamente húmedos y secos, así como episodios térmicos extremos. Este aspecto resulta clave para la gestión de los recursos hídricos, la planificación agrícola y la evaluación de riesgos climáticos en la provincia.

6. EVENTOS EXTREMOS

Con el objetivo de caracterizar los eventos hidroclicmáticos extremos que afectan a la provincia de Santa Fe, se emplearon dos enfoques complementarios que permiten analizar tanto las anomalías de precipitación en distintas escalas temporales como los extremos climáticos de corto plazo. En primer lugar, se utilizó el Índice Estandarizado de Precipitación (SPI; McKee et al., 1993) para evaluar eventos extremos asociados a déficits y excesos de precipitación. Este índice permite analizar anomalías acumuladas en diferentes escalas temporales y constituye uno de los indicadores más utilizados internacionalmente para el monitoreo de sequías y eventos húmedos (Hao et al., 2014; Chiang et al., 2021). El SPI es recomendado por la Organización Meteorológica Mundial para el seguimiento operativo de riesgos climáticos (Hayes et al., 2011). En este estudio se analizaron dos escalas temporales del SPI: a 3 meses (SPI3), que permite caracterizar condiciones secas o húmedas a escala estacional —típicamente asociadas a sequías agrícolas o a períodos húmedos de corta duración—, y a 24 meses (SPI24), que captura anomalías persistentes de precipitación vinculadas a sequías hidrológicas y eventos húmedos de largo plazo.

Complementariamente, se analizaron los extremos climáticos de corto plazo mediante un conjunto de índices definidos por el Equipo de Expertos en Detección del Cambio Climático e Índices (ETCCDI; Klein Tank et al., 2009). Estos índices constituyen un estándar internacional para el estudio de extremos de temperatura y precipitación, permitiendo evaluar de manera consistente cambios en la frecuencia, intensidad y duración de eventos extremos. En este trabajo se calcularon índices representativos de estas tres dimensiones —incluyendo indicadores absolutos, de umbral, de duración y basados en percentiles— aplicados a las estaciones meteorológicas con registros suficientemente extensos en el período disponible. En conjunto, el análisis mediante SPI y los índices ETCCDI permite obtener una visión integral de los eventos extremos que afectan al sistema climático regional, desde anomalías persistentes de precipitación hasta episodios de corta duración asociados a extremos diarios de temperatura y precipitación.

6.1 Eventos extremos de precipitación

La Figura 30 presenta las series temporales del SPI24 en las estaciones analizadas. En esta sección se muestra únicamente esta escala temporal por simplicidad, ya que permite identificar anomalías persistentes de precipitación asociadas a sequías y excesos hídricos de carácter hidrológico. El SPI3 también fue analizado, pero muestra una alternancia mucho más frecuente de episodios secos y húmedos de corta duración, característica del régimen hidroclicmático regional, donde los extremos estacionales ocurren con frecuencia. Las series de SPI24 presentan patrones temporales consistentes entre estaciones y coherentes con los cambios observados en las precipitaciones. Se observa una mayor ocurrencia de sequías hidrológicas durante la primera mitad del siglo XX, particularmente antes de la década de 1960. Posteriormente, entre aproximadamente 1970 y comienzos de los años 2000, predomina una mayor frecuencia de períodos húmedos persistentes, reflejando el aumento regional de las precipitaciones registrado en ese período. En las últimas décadas se observa nuevamente la ocurrencia de ambos tipos de eventos extremos, aunque con una tendencia más equilibrada entre condiciones secas y húmedas. Este cambio reciente está fuertemente

influenciado por una sequía hidrológica extensa que afectó a gran parte de la región entre 2021 y 2024, uno de los déficits de precipitación más prolongados registrados en las series analizadas.

Los eventos más severos identificados en las series de SPI24 muestran una alta concordancia temporal entre estaciones, lo que indica que los extremos hidrológicos más importantes responden a forzantes climáticos de escala regional. Entre los episodios secos más intensos se destacan los ocurridos durante las primeras décadas del siglo XX, particularmente entre aproximadamente 1911 y 1918, cuando varias estaciones registraron valores de SPI inferiores a -2 , indicando sequías hidrológicas severas y persistentes. En el período reciente, sobresale la sequía que afectó a gran parte de la región entre 2021 y 2024, durante la cual múltiples estaciones alcanzaron valores muy negativos de SPI24, evidenciando un déficit hídrico extendido y espacialmente coherente. En contraste, los eventos húmedos más intensos se concentran principalmente entre las décadas de 1970 y 2000. Entre ellos se destacan los episodios de 1974, de fines de la década de 1980 y el período extremadamente húmedo de 1997–1998, así como eventos posteriores alrededor de 2002–2003 y 2017. Durante estos episodios, varias estaciones registraron valores de SPI24 superiores a $+2$, reflejando condiciones de exceso hídrico persistente a escala regional.

Las series del ensamble de estaciones (Figura 31) permiten sintetizar la evolución temporal de los extremos de precipitación en dos escalas complementarias. El SPI3 representa anomalías de precipitación en escalas cortas a intermedias, asociadas principalmente a variaciones de humedad del suelo y relevantes para condiciones agrícolas y etapas críticas del crecimiento de los cultivos. En esta escala se observa una alternancia frecuente entre sequías meteorológicas y eventos húmedos de corta duración a lo largo de todo el período analizado. Aun así, se distingue una mayor prevalencia de eventos secos en la primera mitad del siglo XX, seguida por una etapa con mayor ocurrencia de anomalías húmedas desde aproximadamente la década de 1970 hasta mediados de los 2000. A partir de entonces, la alternancia entre excesos y déficits vuelve a intensificarse. En contraste, el SPI24 refleja anomalías persistentes de precipitación que se manifiestan en variables hidrológicas integradas, como caudales fluviales, almacenamiento en reservorios y niveles freáticos, permitiendo identificar sequías y períodos húmedos de larga duración. En esta escala, la señal de baja frecuencia refleja un predominio de sequías hidrológicas persistentes antes de 1960, seguido por un período marcadamente húmedo entre aproximadamente 1970 y 2005, sólo interrumpido por la sequía de 1989. En las últimas dos décadas se observa una reversión de la tendencia húmeda que caracterizó gran parte del período previo, con una mayor alternancia entre anomalías secas y húmedas a escala hidrológica. Dentro de este contexto, la extensa sequía de 2021–2024 se destaca por su intensidad y duración, profundizando la reversión reciente y constituyendo uno de los eventos secos más severos registrados en las series analizadas.

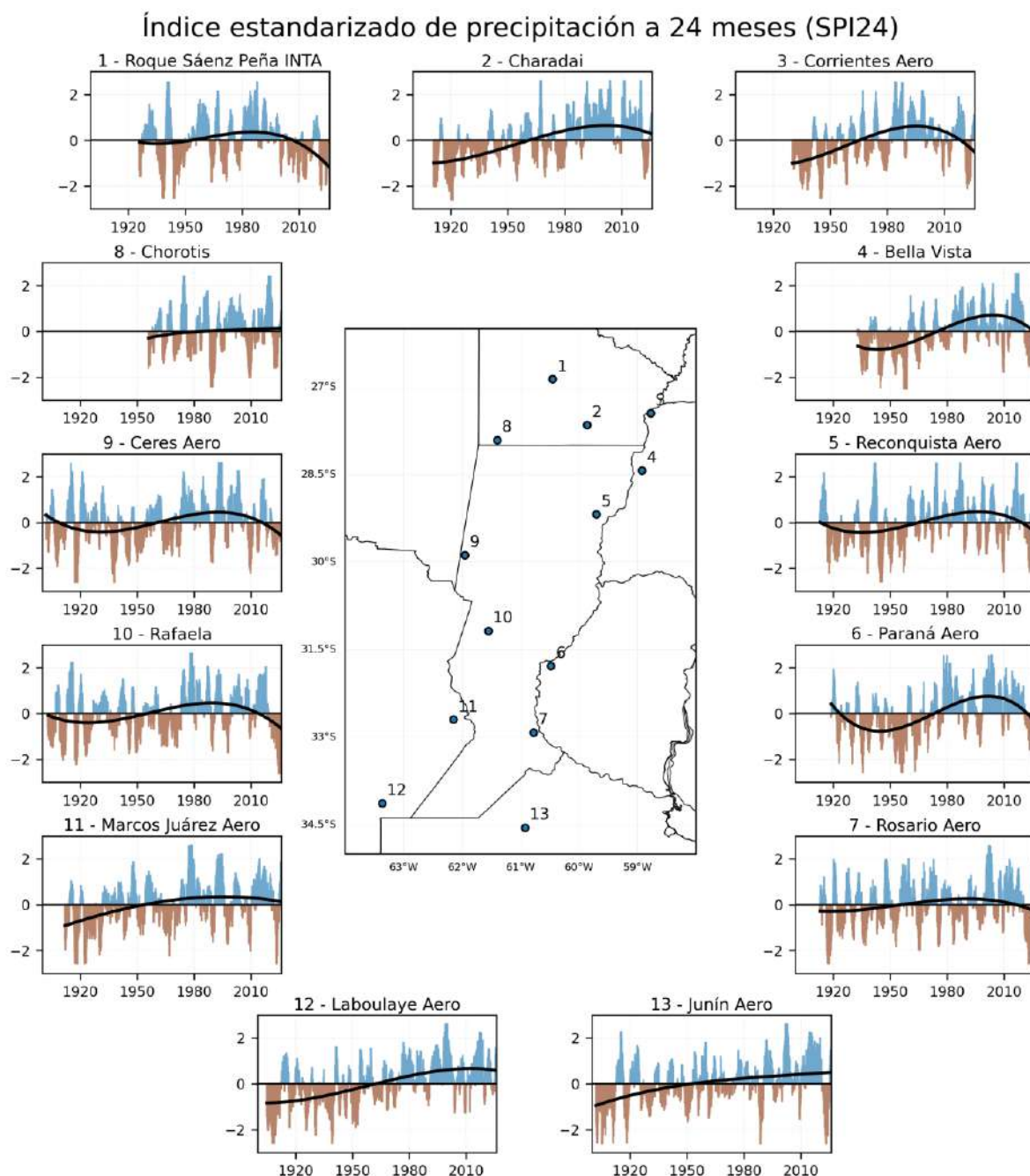


Figura 30: Series temporales del índice estandarizado de precipitación en la escala temporal de 24 meses (SPI-24) para las estaciones meteorológicas utilizadas en el análisis de eventos extremos de precipitación (la ubicación de las estaciones se muestra en el mapa central). Los valores positivos (azul) indican períodos con exceso de precipitación, mientras que los valores negativos (marrón) representan déficits de precipitación o sequías hidrológicas.

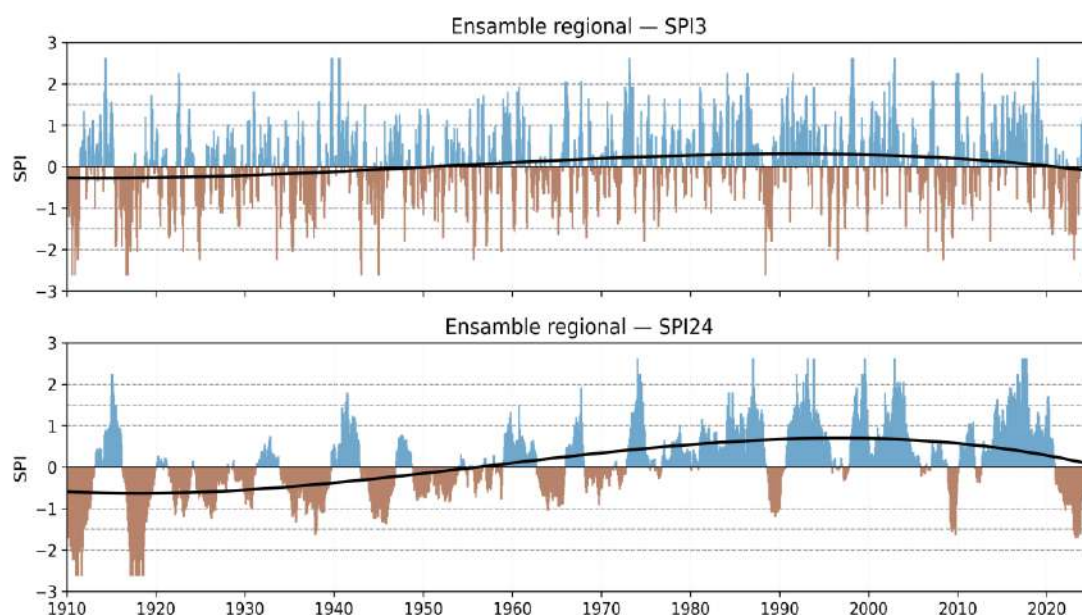


Figura 31: Series temporales del índice estandarizado de precipitación a escala de 3 meses (SPI3, panel superior) y 24 meses (SPI24, panel inferior) para el ensamble de las estaciones utilizadas en el análisis de eventos extremos de precipitación (ver mapa en Figura 30). Los valores positivos (azul) indican condiciones húmedas o excesos de precipitación, mientras que los valores negativos (marrón) representan condiciones secas o déficit de precipitación.

Las Figuras 32 y 33 muestran la evolución temporal de la extensión espacial de los extremos secos y húmedos en la provincia de Santa Fe, estimada a partir del conjunto de datos grillados de CRU TS 4.09, lo que permite analizar la cobertura espacial de los eventos en toda la provincia. A diferencia de las figuras anteriores, basadas en el ensamble de estaciones meteorológicas, este enfoque permite evaluar directamente la fracción del territorio afectada por condiciones extremas. En ambas escalas temporales se observa una clara correspondencia entre la intensidad de las anomalías, representada por las series regionales de SPI3 y SPI24, y la proporción del área bajo condiciones severamente secas o húmedas. En particular, el porcentaje de área seca fue elevado durante la primera mitad del siglo XX, disminuyó marcadamente entre aproximadamente 1970 y 2005, y volvió a incrementarse a partir de entonces. El comportamiento del área húmeda fue, en términos generales, opuesto, con una mayor extensión durante el período húmedo de fines del siglo XX. Desde mediados de los 2000, ambas señales muestran una mayor alternancia entre extremos secos y húmedos, reflejando una fase más variable del sistema hidroclimático regional. Estos resultados indican que los extremos más intensos de sequía y exceso hídrico tienden a manifestarse de manera espacialmente extensa en la provincia.

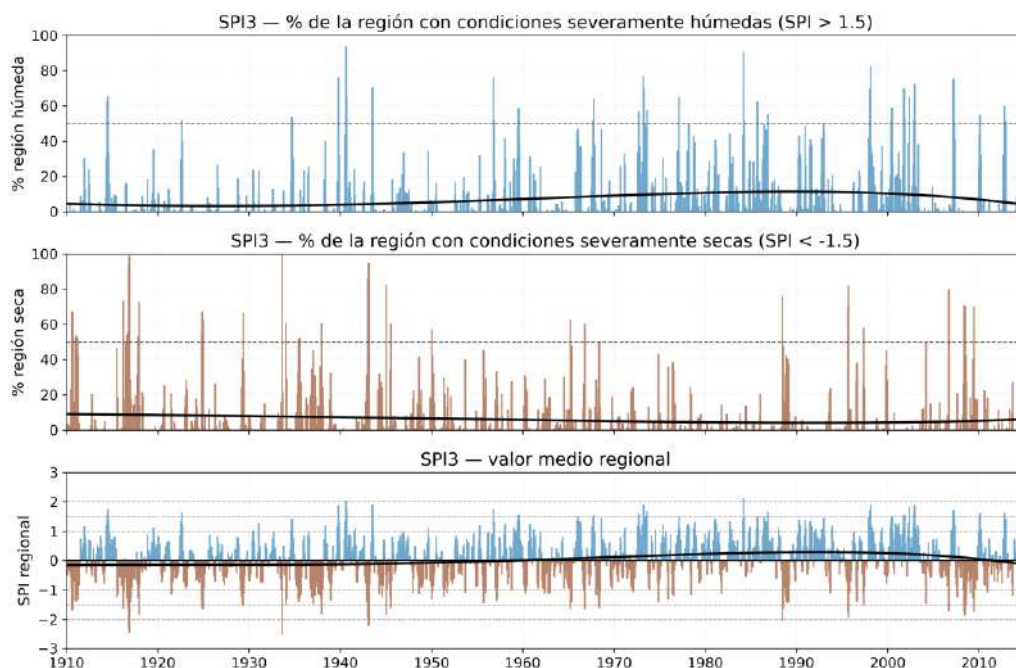


Figura 32. Evolución temporal de los extremos de precipitación a escala estacional en la provincia de Santa Fe, caracterizados mediante SPI3. Los paneles muestran: (a) porcentaje del área provincial bajo condiciones al menos severamente húmedas ($SPI3 > 1.5$), (b) porcentaje del área provincial bajo condiciones al menos severamente secas ($SPI3 < -1.5$) y (c) serie temporal del SPI3 regional medio.

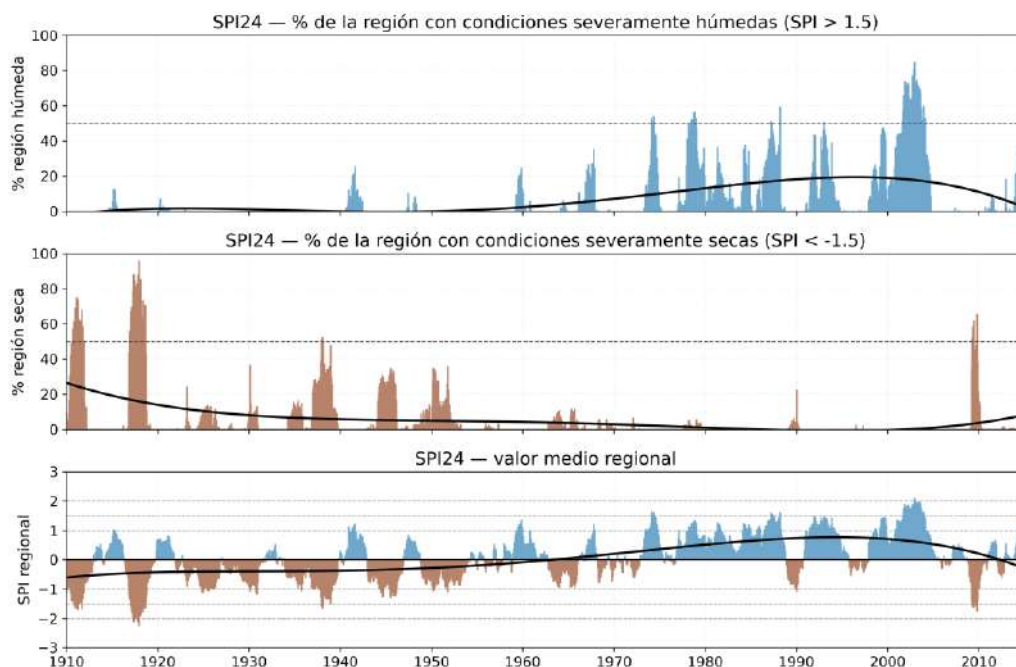


Figura 33. Evolución temporal de los extremos de precipitación de baja frecuencia en la provincia de Santa Fe, caracterizados mediante SPI24. Los paneles muestran: (a) porcentaje del área provincial bajo condiciones al menos severamente húmedas ($SPI24 > 1.5$), (b) porcentaje del área provincial bajo condiciones al menos severamente secas ($SPI24 < -1.5$) y (c) serie temporal del SPI24 regional medio.

La distribución espacial de la intensidad media del SPI durante los meses críticos permite identificar las áreas de la provincia más propensas a experimentar extremos de precipitación severos (Figura 34). En ambas escalas temporales analizadas, prácticamente toda la provincia de Santa Fe presenta condiciones al menos severamente secas o severamente húmedas durante estos episodios, lo que evidencia el carácter regional de los extremos hidroclimáticos que afectan al territorio provincial. No obstante, la intensidad de las anomalías muestra diferencias espaciales dentro de la provincia. En la escala estacional representada por SPI3, tanto las condiciones secas como húmedas alcanzan valores extremadamente intensos en el centro-sur de Santa Fe, región que coincide con el núcleo agrícola del país. Este patrón indica que los extremos de precipitación de corto período tienden a concentrar su mayor intensidad precisamente en la zona de mayor relevancia productiva. Esta zona es, entonces, altamente vulnerable a sequías meteorológicas y agrícolas y eventos extremos húmedos estacionales.

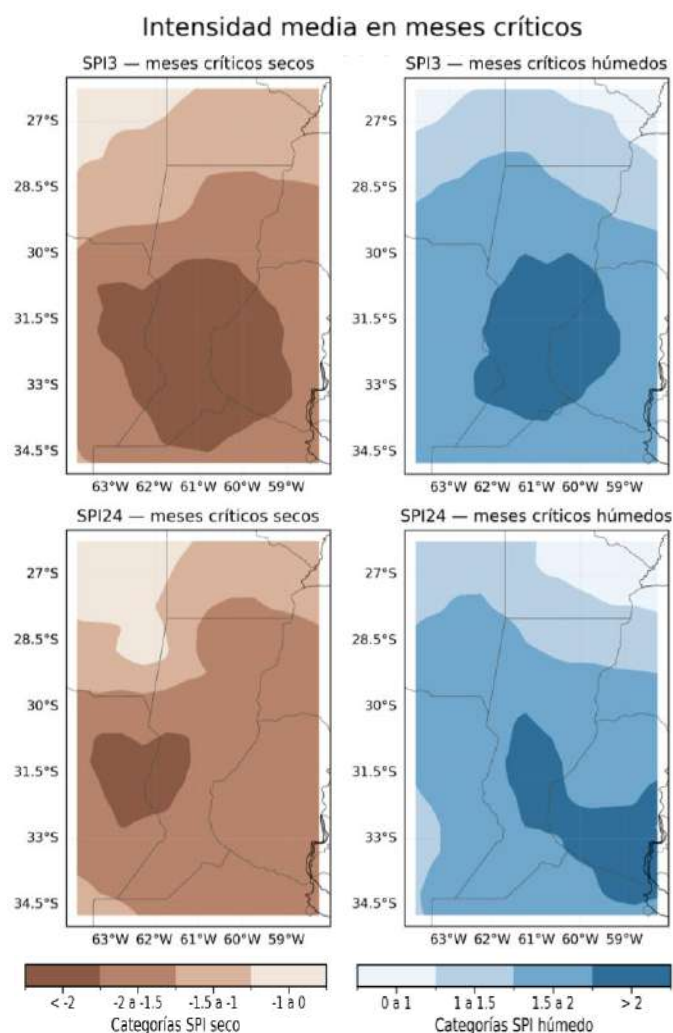


Figura 34. Campos espaciales de la intensidad media del SPI durante los meses críticos, definidos como aquellos en los que más del 50 % de la región supera el umbral de severidad. La fila superior muestra los resultados para SPI3 y la inferior para SPI24. Los paneles de la izquierda corresponden a condiciones severamente secas ($SPI < -1.5$) y los de la derecha a condiciones severamente húmedas ($SPI > 1.5$).

A escalas hidrológicas más largas, representadas por SPI24, el patrón espacial mantiene el predominio de condiciones severas en toda la provincia, aunque las diferencias aparecen en la localización de los eventos extremadamente intensos. En el caso de las sequías hidrológicas, las condiciones extremadamente secas se concentran hacia el sector occidental del centro-sur provincial, mientras que los excesos hídricos extremos tienden a ubicarse más hacia el este de la región sur. Este contraste espacial sugiere que, aunque las anomalías persistentes de precipitación pueden afectar de manera generalizada a Santa Fe, los eventos más intensos presentan una organización espacial dentro de la provincia. En conjunto, los resultados indican que el centro-sur de Santa Fe constituye la región donde los extremos hidroclimáticos alcanzan mayor intensidad tanto a escala estacional como a escala hidrológica, reforzando su importancia desde el punto de vista productivo y de gestión de los recursos hídricos.

6.2 Extremos climáticos de corto plazo

Para caracterizar los eventos climáticos extremos de corto plazo en la provincia de Santa Fe se utilizaron índices ETCCDI, ampliamente empleados en estudios climáticos para evaluar cambios en la frecuencia, intensidad y duración de extremos meteorológicos. El análisis se organiza en dos grupos principales: extremos de temperatura y de precipitación. En el caso de la temperatura, se consideran índices que representan las tres dimensiones fundamentales de los extremos climáticos: frecuencia —por ejemplo, el porcentaje de días cálidos (TX90p), días fríos (TX10p), noches cálidas (TN90p), noches frías (TN10p) y días con heladas (FD)—, intensidad —como la temperatura máxima anual de la temperatura máxima diaria (TXx) o la mínima anual de la temperatura mínima diaria (TNn)— y duración —a través de indicadores de persistencia de eventos cálidos y fríos. Para la precipitación se analizan principalmente índices de intensidad, como la precipitación máxima en un día (RX1day), en cinco días consecutivos (RX5day) y el índice simple de intensidad diaria (SDII), junto con indicadores de duración de eventos secos o húmedos, como el número máximo de días secos consecutivos (CDD) y de días lluviosos consecutivos (CWD). En conjunto, estos índices permiten evaluar distintos aspectos de los extremos diarios y su evolución en el tiempo, proporcionando una visión integral de los cambios recientes en las condiciones climáticas que afectan al territorio provincial.

6.2.1 Frecuencia de eventos extremos climáticos de temperatura

Los días cálidos (Figura 35), definidos como el porcentaje de días por año en que la temperatura máxima diaria supera el percentil 90 de la distribución de Tmax, muestran un incremento claro y generalizado desde aproximadamente el año 2000 hasta la actualidad. En la mayoría de las estaciones analizadas, el aumento reciente es del orden de 7–8 puntos porcentuales, pasando de 8% a 16% de días cálidos por año. En el extremo suroeste de la región de estudio, particularmente en Marcos Juárez y Laboulaye, la magnitud del incremento es algo menor, cercana al 5 %. Este comportamiento confirma una mayor frecuencia de extremos cálidos diurnos en las últimas décadas, en línea con el calentamiento regional observado en las series de temperatura máxima. En las estaciones con registros más extensos, como Ceres, Reconquista y Laboulaye, también se observan valores relativamente altos durante parte de la primera mitad del siglo XX. No obstante, esa señal

temprana debe interpretarse con cautela, ya que corresponde a los tramos más antiguos de las series. Aun con esa salvedad, el aumento reciente de los días cálidos resulta consistente entre estaciones y constituye una de las señales más robustas del cambio en los extremos térmicos de la región.

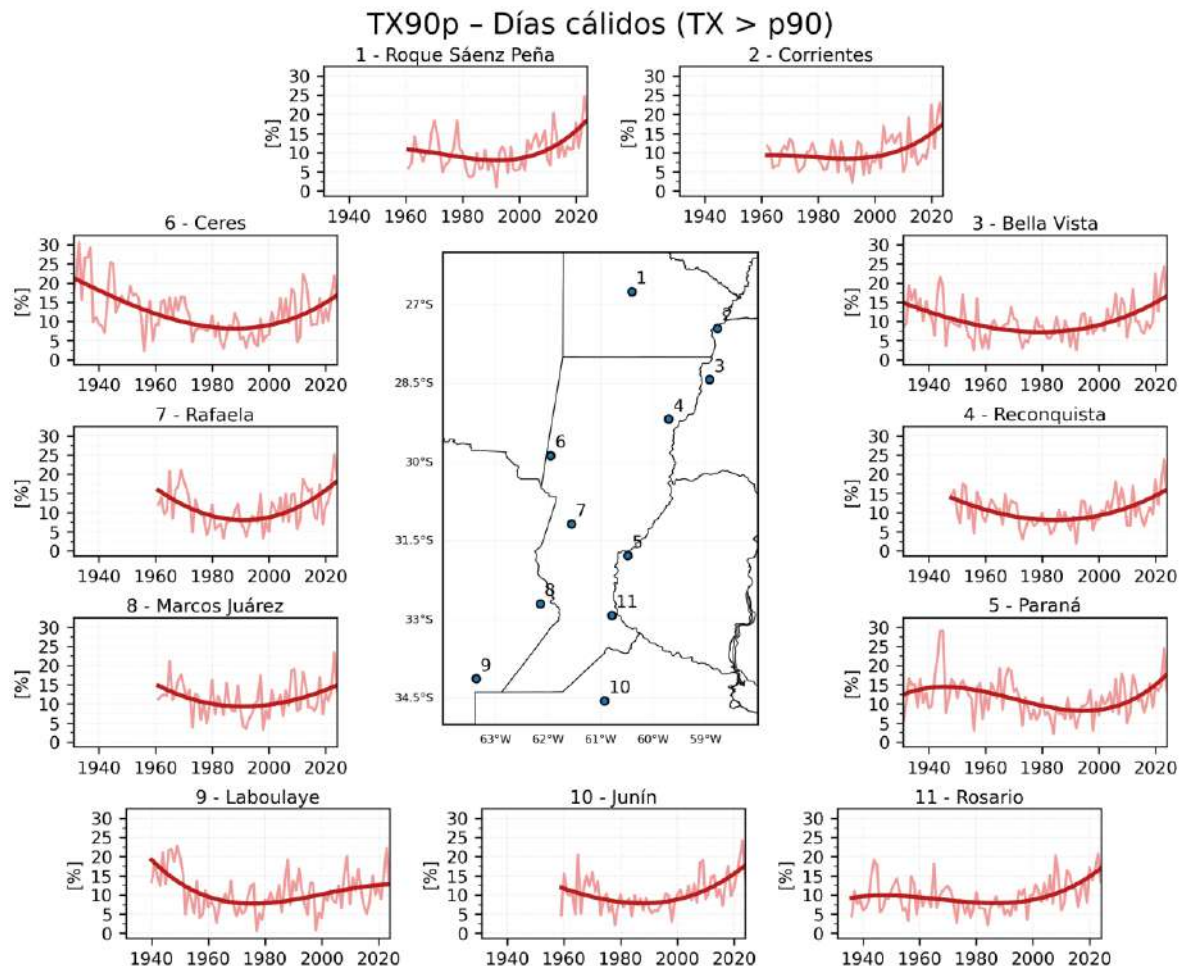


Figura 35: Series temporales de días cálidos, definidos como el porcentaje de días por año en que TX > percentil 90 (TX = T_{max} = temperatura máxima), para las estaciones meteorológicas utilizadas en el análisis de extremos climáticos de corto plazo (ver ubicación en el mapa central). Las líneas de color rojo oscuro indican las tendencias no lineales de largo plazo.

Los días fríos (Figura 36), definidos como el porcentaje de días por año en que la temperatura máxima diaria es inferior al percentil 10 de la distribución de T_{max}, muestran una señal aún más clara que la observada para los días cálidos. En todas las estaciones analizadas se registra una disminución marcada en la frecuencia de estos eventos, con un cambio particularmente evidente a partir de la década de 2000. En términos generales, los porcentajes de días fríos se reducen desde valores cercanos a 12% en gran parte del período histórico a aproximadamente 6% en las últimas décadas. Esta disminución generalizada es consistente con el incremento observado en las temperaturas máximas y refleja una reducción significativa en la ocurrencia de extremos fríos diurnos en la región. La coherencia espacial de esta señal entre estaciones refuerza la evidencia de un cambio robusto en el régimen térmico, caracterizado por una menor frecuencia de días con temperaturas máximas excepcionalmente bajas.

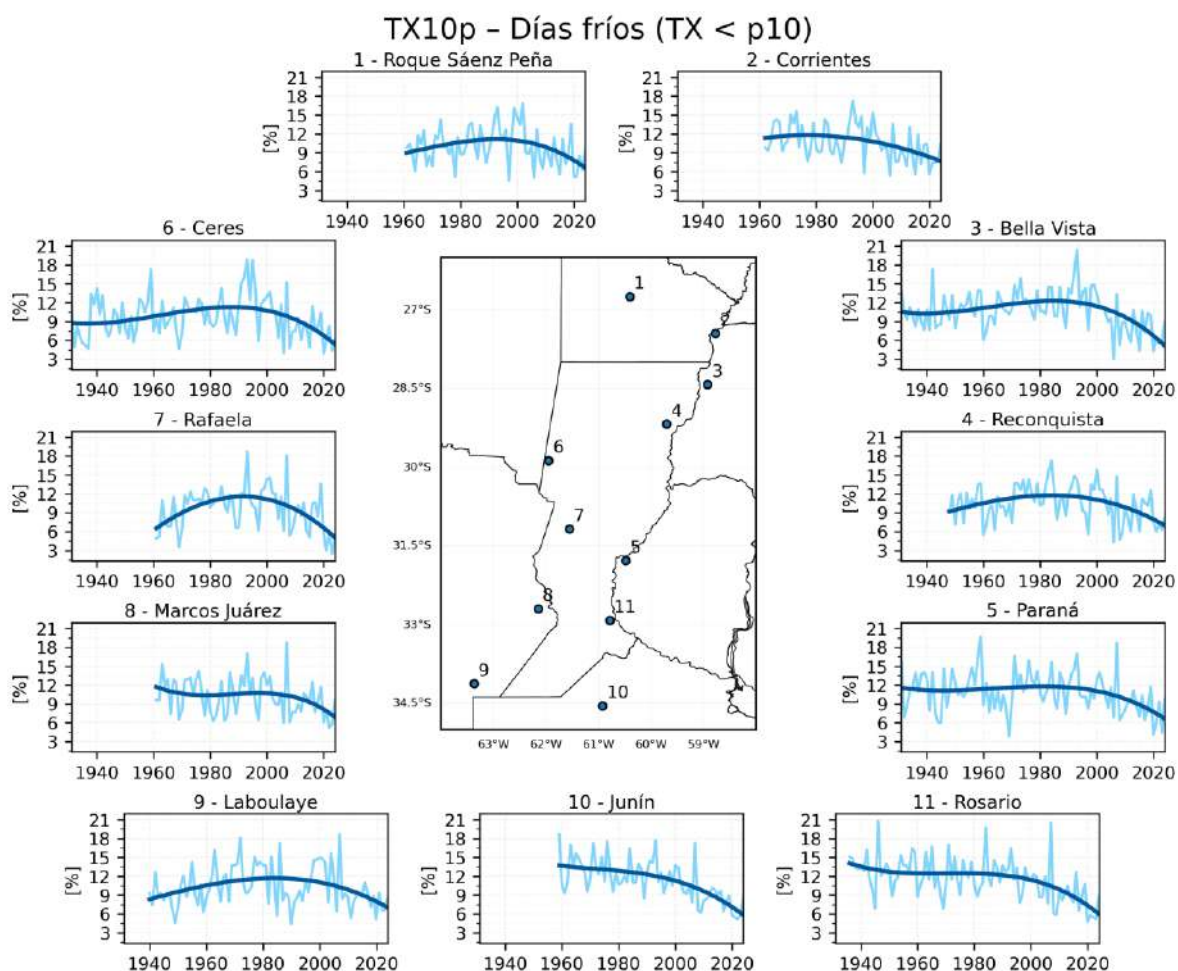


Figura 36: Series temporales de días fríos, definidos como el porcentaje de días por año en que $TX < \text{percentil } 10$ ($TX = T_{\text{max}} = \text{temperatura máxima}$), para las estaciones meteorológicas utilizadas en el análisis de extremos climáticos de corto plazo (ver ubicación en el mapa central). Las líneas de color azul oscuro indican las tendencias no lineales de largo plazo.

Los días con noches cálidas (Figura 37), definidos como el porcentaje de días por año en que la temperatura mínima diaria supera el percentil 90 de la distribución de TN , muestran un aumento significativo en la mayoría de las estaciones analizadas. No obstante, el momento en que se manifiesta este incremento presenta diferencias regionales en el área de estudio. En el extremo noreste, particularmente en Reconquista y Corrientes, se observan tendencias crecientes relativamente sostenidas en gran parte del período analizado, con incrementos acumulados del orden de 8–10 %. En el sector noroeste, el cambio es más reciente y se concentra principalmente en las últimas décadas, con aumentos desde valores cercanos a 8 % hasta aproximadamente 14–16 % en estaciones como Ceres y Rafaela. En contraste, en varias estaciones del sector sudeste —como Junín, Rosario y Paraná— el incremento de las noches cálidas se produjo principalmente entre aproximadamente 1970 y 2000, seguido por una fase más estable en los años posteriores. En conjunto, estos resultados indican un aumento generalizado en la frecuencia de noches excepcionalmente cálidas, aunque con diferencias temporales en la forma en que esta señal se ha desarrollado en la región.

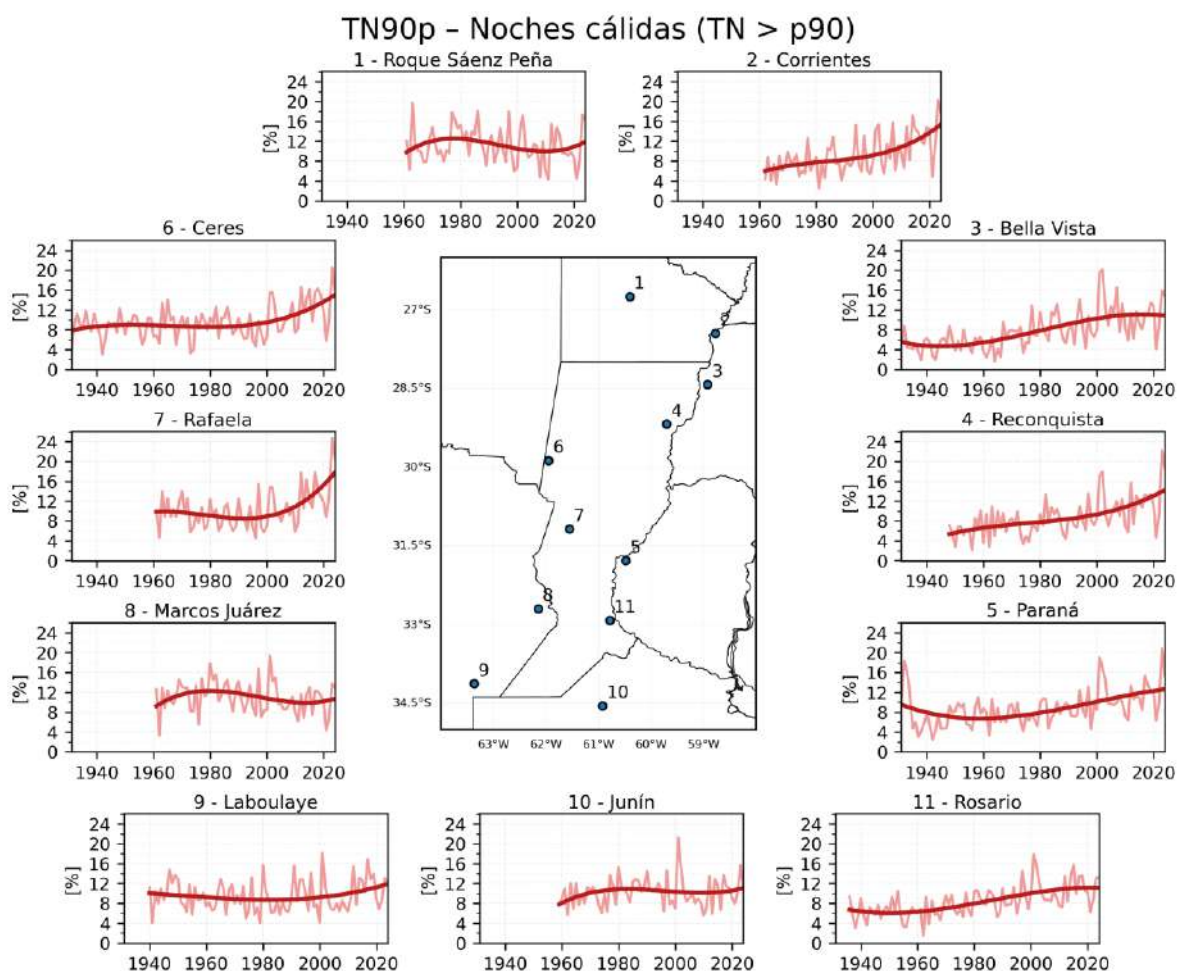


Figura 37: Series temporales de noches cálidas, definidas como el porcentaje de días por año en que $TN > \text{percentil } 90$ ($TN = T_{\min} = \text{temperatura mínima}$), para las estaciones meteorológicas utilizadas en el análisis de extremos climáticos de corto plazo (ver ubicación en el mapa central). Las líneas de color rojo oscuro indican las tendencias no lineales de largo plazo.

Las noches frías (Figura 38), definidas como el porcentaje de días por año en que la temperatura mínima diaria es inferior al percentil 10 de la distribución de TN , muestran un decrecimiento significativo en la mayoría de las estaciones analizadas. No obstante, la evolución temporal de este cambio presenta diferencias regionales en el área de estudio. En el sector sudeste, particularmente en Paraná y Rosario, se observa una disminución marcada entre aproximadamente 1970 y 2000, pasando de valores cercanos al 20 % a alrededor del 10 %, seguida de una relativa estabilización en las últimas décadas. Un patrón similar se identifica en el noreste —Reconquista, Bella Vista y Corrientes— aunque con una reducción algo menor, del orden de 5 puntos porcentuales a lo largo del período analizado. En el sector noroeste, en cambio, el descenso se vuelve más evidente a partir de la década de 2000, con una disminución desde aproximadamente el 12 % hasta valores cercanos a 5 % en estaciones como Rafaela y Ceres. En otras estaciones la señal de cambio resulta menos clara, con mayor variabilidad interanual y tendencias menos definidas. En conjunto, los resultados evidencian una reducción generalizada en la frecuencia de noches

excepcionalmente frías, consistente con el aumento observado en las temperaturas mínimas en gran parte de la región.

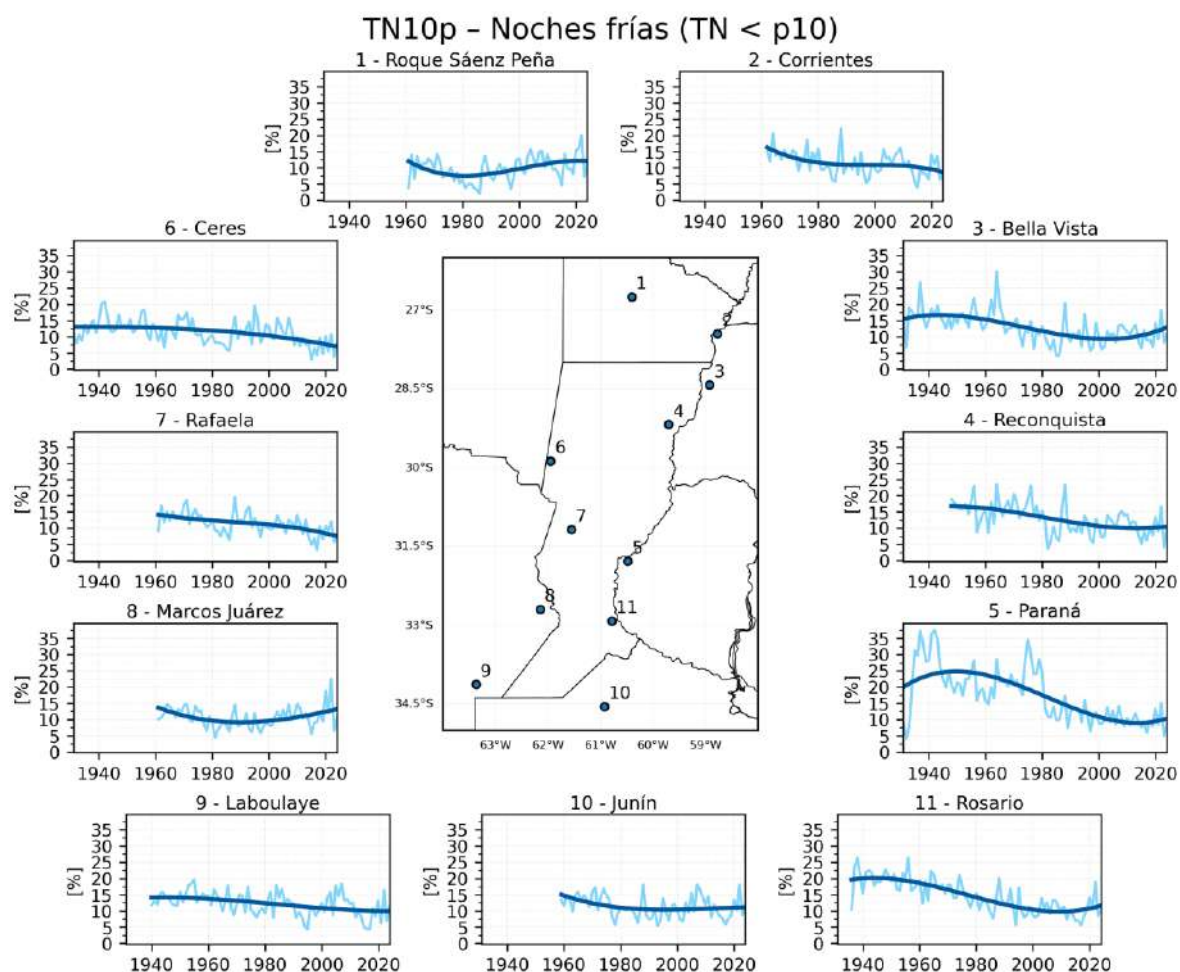


Figura 38: Series temporales de noches frías, definidas como el porcentaje de días por año en que $TN < \text{percentil } 10$ ($TN = T_{\min} = \text{temperatura mínima}$), para las estaciones meteorológicas utilizadas en el análisis de extremos climáticos de corto plazo (ver ubicación en el mapa central). Las líneas de color azul oscuro indican las tendencias no lineales de largo plazo.

Los días de heladas (Figura 39), definidos como el número de días por año en que la temperatura mínima diaria es inferior a 0°C , no muestran una señal clara de cambio a lo largo del período analizado. No obstante, en varias estaciones se percibe un leve descenso en la frecuencia de heladas durante la última década. Como es esperable desde el punto de vista climatológico, existe una marcada diferencia latitudinal en el número medio de eventos. En el norte de la región, estaciones como Corrientes, Reconquista y Bella Vista registran menos de 8 días de heladas por año en promedio. En el sector sur —Laboulaye, Junín y Rosario—, los valores medios aumentan hasta 20–24 días anuales. Además de esta diferencia espacial, las estaciones del centro-sur muestran una elevada variabilidad interanual en el número de días de heladas. Esta variabilidad está fuertemente modulada por la circulación atmosférica de gran escala asociada a ENSO, ya que los inviernos dominados por condiciones La Niña suelen favorecer una mayor frecuencia de irrupciones de aire frío sobre el centro-este de Argentina, incrementando la ocurrencia de heladas. Por

el contrario, durante eventos El Niño, las condiciones más húmedas y nubosas, junto con temperaturas mínimas nocturnas relativamente más altas, tienden a reducir la frecuencia de estos episodios. En conjunto, estos resultados sugieren que, a diferencia de otros extremos térmicos analizados, la ocurrencia de heladas en la región está condicionada principalmente por la variabilidad climática interanual más que por una tendencia climática robusta de largo plazo.

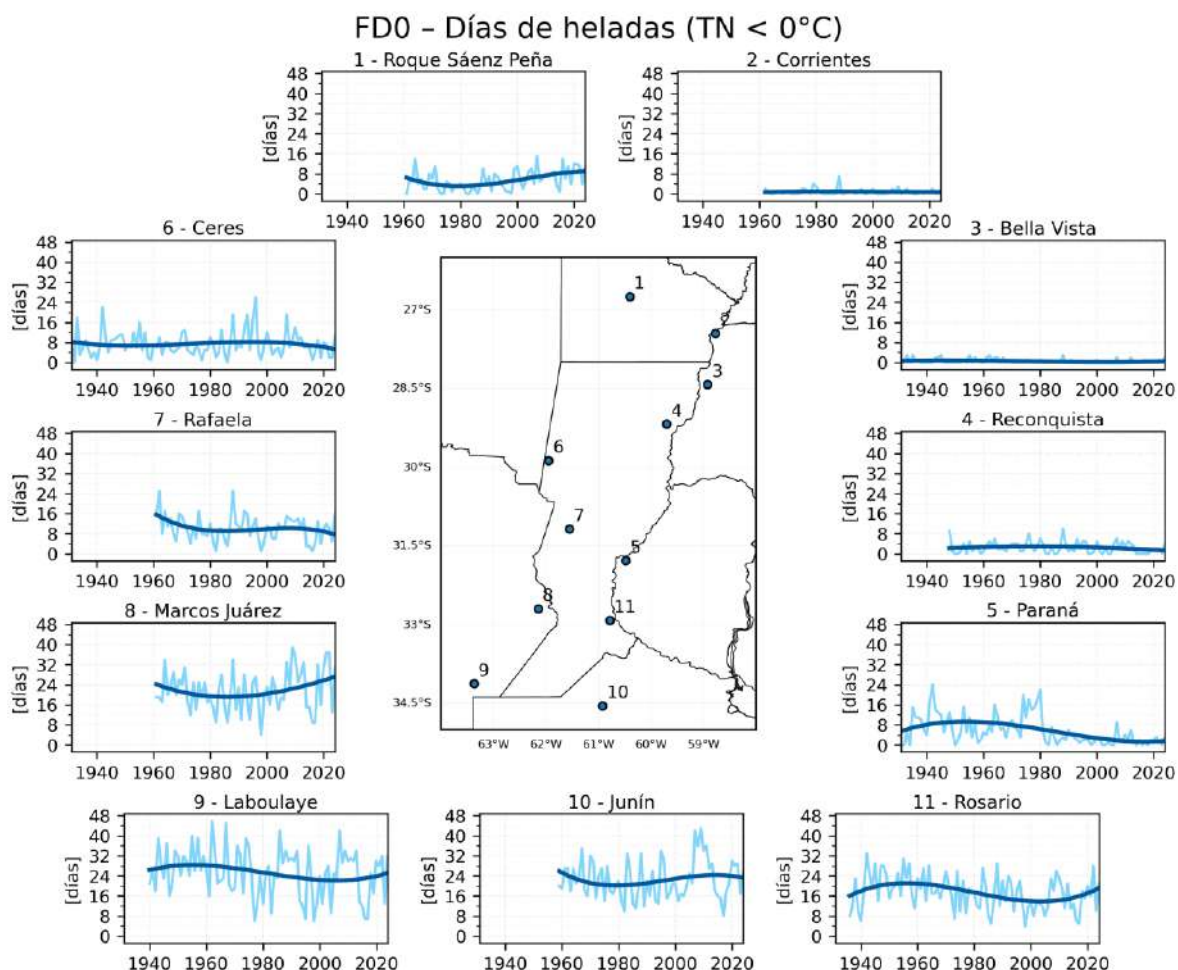


Figura 39: Series temporales de días de heladas, definidas como número de días en un año en que $TN < 0^\circ C$ ($TN = T_{min}$ = temperatura mínima), para las estaciones meteorológicas utilizadas en el análisis de extremos climáticos de corto plazo (ver ubicación en el mapa central). Las líneas de color azul oscuro indican las tendencias no lineales de largo plazo.

La Figura 40 sintetiza la evolución conjunta de los principales índices de frecuencia de extremos térmicos y evidencia una señal consistente de calentamiento en la región. En términos generales, se observa un aumento en la frecuencia de extremos cálidos —tanto en días cálidos (TX90p) como en noches cálidas (TN90p)— y una disminución en la ocurrencia de extremos fríos —días fríos (TX10p) y noches frías (TN10p). Los cambios asociados a la temperatura máxima se manifiestan principalmente a partir de la década de 2000, cuando el porcentaje de días cálidos aumenta aproximadamente del 8 % al 16 %, mientras que los días fríos disminuyen de alrededor del 11 % a cerca de 6 %. En contraste, los índices basados en la temperatura mínima muestran una evolución algo diferente: las noches cálidas

presentan un aumento más sostenido a lo largo del período, pasando aproximadamente del 7 % al 12 %, mientras que las noches frías disminuyen de cerca del 18 % a alrededor del 10 % hasta aproximadamente el año 2000, para luego estabilizarse en valores relativamente bajos. El número de días de heladas muestra una leve tendencia negativa, aunque con una marcada variabilidad interanual asociada a la influencia del fenómeno ENSO. En conjunto, estos resultados indican un desplazamiento claro del régimen térmico regional hacia condiciones más cálidas, caracterizado por una mayor frecuencia de extremos cálidos y una reducción sostenida de los extremos fríos.

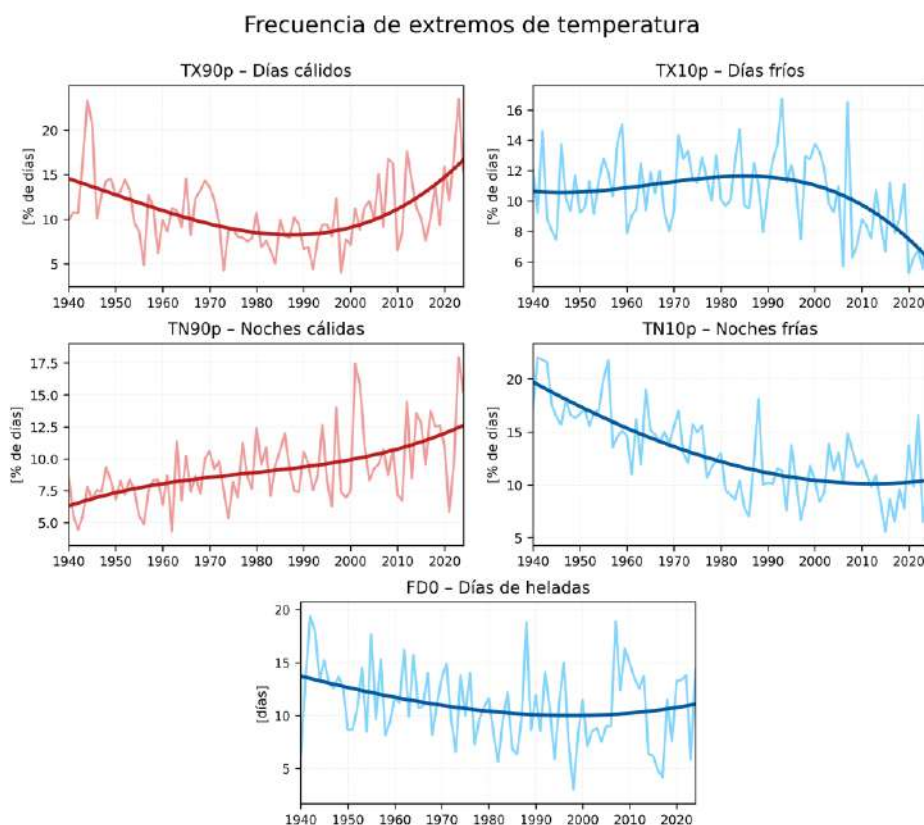


Figura 40: Series temporales del ensamble regional de las estaciones meteorológicas para cinco índices ETCCDI representativos de la frecuencia de extremos de temperatura de corto período. Los paneles superiores muestran los índices basados en la temperatura máxima diaria: días cálidos (TX90p) y días fríos (TX10p). Los paneles centrales corresponden a los índices basados en la temperatura mínima diaria: noches cálidas (TN90p) y noches frías (TN10p). El panel inferior muestra el número anual de días de heladas (FD0). Las líneas superpuestas indican las tendencias no lineales de largo plazo.

6.2.2 Intensidad de eventos extremos climáticos de temperatura

Los extremos cálidos de intensidad, representados por el índice TXx (Figura 41), corresponden al valor anual máximo de la temperatura máxima diaria. Las series muestran diferencias espaciales coherentes con el gradiente térmico regional. En el sector sur de la región de estudio —estaciones como Junín, Rosario y Marcos Juárez— los valores anuales máximos varían entre 34 y 42 °C, mientras que en el centro-norte alcanzan rangos algo más elevados, típicamente entre 36 y 44 °C. Más allá de esta diferencia espacial, la mayoría de

las estaciones evidencian una tendencia al aumento en las últimas dos décadas, consistente con el incremento general de las temperaturas máximas observado en la región. En algunos registros con mayor longitud temporal se observan valores particularmente altos durante parte de la primera mitad del siglo XX, en ocasiones comparables o incluso superiores a los actuales. Sin embargo, estos episodios deben interpretarse con cautela, ya que corresponden a los segmentos más antiguos de las series. En conjunto, las series sugieren un aumento reciente en la intensidad de los extremos cálidos diarios, especialmente durante las últimas décadas.

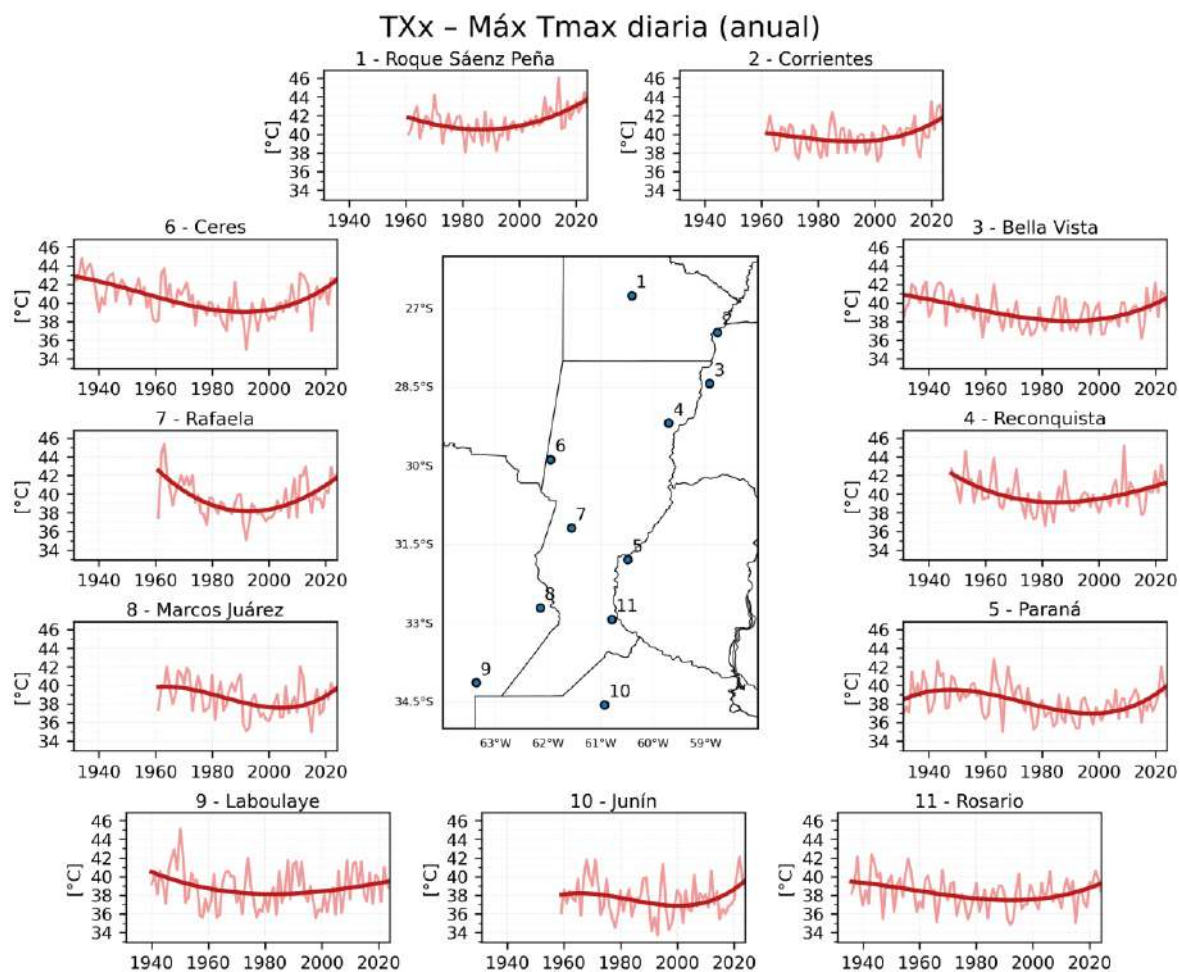


Figura 41: Series temporales del valor máximo anual de la temperatura máxima diaria (°C) para las estaciones meteorológicas utilizadas en el análisis de extremos climáticos de corto plazo (ver ubicación en el mapa central). Las líneas de color rojo oscuro indican las tendencias no lineales de largo plazo.

Las series temporales del índice TXn (Figura 42), definido como el valor anual mínimo de la temperatura máxima diaria, muestran una variabilidad considerable entre estaciones y reflejan el gradiente térmico regional. En el sector sur de la región —particularmente en estaciones como Junín y Laboulaye— los valores anuales mínimos de temperatura máxima suelen oscilar entre 2 y 10 °C, mientras que, hacia el norte, en estaciones como Ceres o Corrientes, los valores típicos se ubican en rangos más elevados, entre 8 y 16 °C. A pesar de esta diferencia espacial, la mayoría de las estaciones presenta una leve tendencia

positiva a lo largo del período analizado, lo que sugiere un incremento gradual en los valores más bajos de la temperatura máxima diaria. Este comportamiento es consistente con el calentamiento observado en otros índices térmicos y refleja una reducción progresiva de la intensidad de los episodios más fríos asociados a la temperatura máxima.

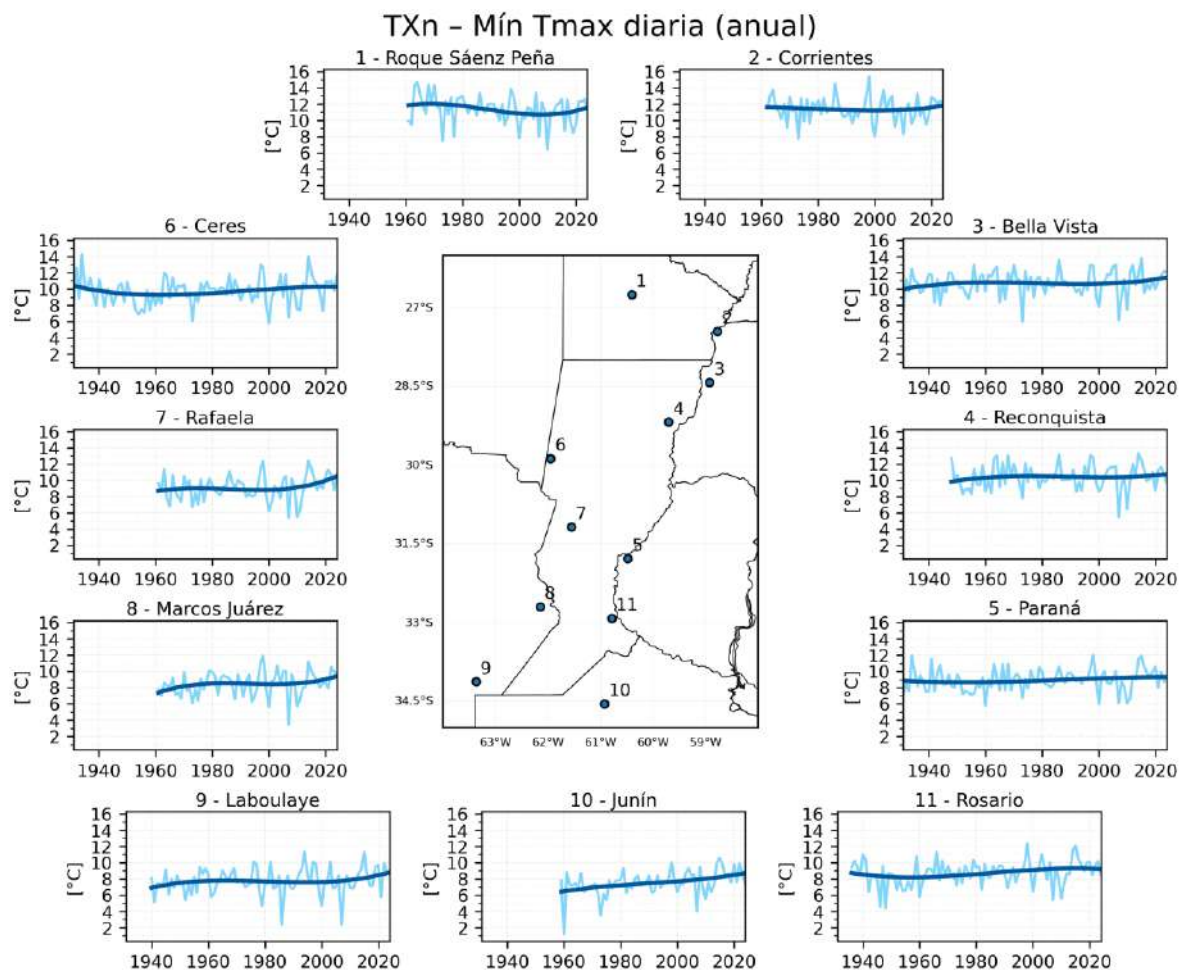


Figura 42: Series temporales del valor mínimo anual de la temperatura máxima diaria (°C) para las estaciones meteorológicas utilizadas en el análisis de extremos climáticos de corto plazo (ver ubicación en el mapa central). Las líneas de color azul oscuro indican las tendencias no lineales de largo plazo.

El valor máximo anual de la temperatura mínima diaria (TNx, Figura 43) presenta diferencias espaciales claras en la región analizada. En el sector sur —particularmente en estaciones como Laboulaye, Junín y Rosario— los valores máximos de Tmin suelen variar entre 20 y 26 °C, mientras que hacia el centro-norte los extremos son más elevados, con rangos típicos de 24 a 32 °C. Más allá de estas diferencias regionales, la mayoría de las estaciones muestra una tendencia creciente bien definida a partir de aproximadamente el año 2000, señal que resulta más marcada en el centro-norte del área de estudio. En términos generales, el incremento medio observado en muchas estaciones es del orden de 2 °C, aunque en algunos casos el aumento es aún mayor; por ejemplo, en Rafaela se registra un incremento cercano a 4 °C en los valores medios de TNx, pasando de 24 a 28 °C. Antes de 2000, en cambio, las series no muestran tendencias claras. En conjunto, estos resultados

sugieren un aumento reciente en la intensidad de los extremos cálidos nocturnos, particularmente en las últimas décadas.

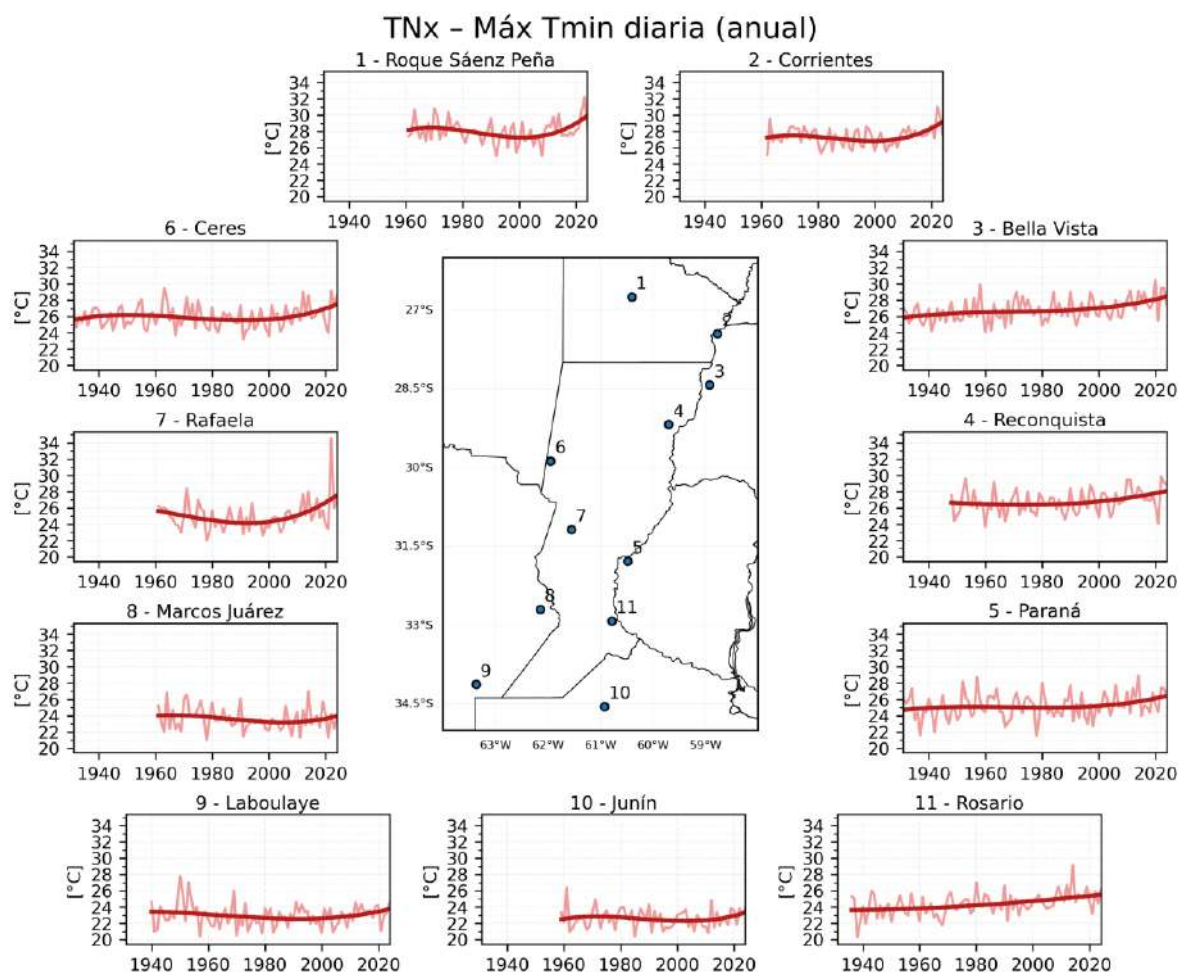


Figura 43: Series temporales del valor máximo anual de la temperatura mínima diaria (°C) para las estaciones meteorológicas utilizadas en el análisis de extremos climáticos de corto plazo (ver ubicación en el mapa central). Las líneas de color rojo oscuro indican las tendencias no lineales de largo plazo.

El valor mínimo anual de la temperatura mínima diaria (TNn, Figura 44) refleja los episodios de frío más intensos registrados cada año y presenta una marcada variabilidad espacial en la región analizada. En el sector sur —particularmente en estaciones como Rosario, Junín, Laboulaye y Marcos Juárez— los valores mínimos anuales suelen ubicarse entre -2.5 y -10 °C, lo que indica la ocurrencia de irrupciones de aire frío más intensas en esta porción del territorio. En contraste, hacia el noreste —Reconquista, Bella Vista y Corrientes— los extremos fríos son más moderados, con rangos que oscilan entre -2.5 y 5 °C. En el sector noroeste, caracterizado por condiciones más secas y un mayor grado de continentalidad, los valores mínimos anuales presentan un rango intermedio, típicamente entre -7.5 y 2.5 °C. A diferencia de otros índices de intensidad térmica, las series de TNn no presentan un patrón de cambio temporal claramente definido. Algunas estaciones muestran tendencias levemente positivas en los últimos años, mientras que en otras se observan

tendencias negativas o variaciones sin dirección clara, lo que sugiere que la evolución de los extremos fríos nocturnos más intensos continúa dominada por la variabilidad interanual.

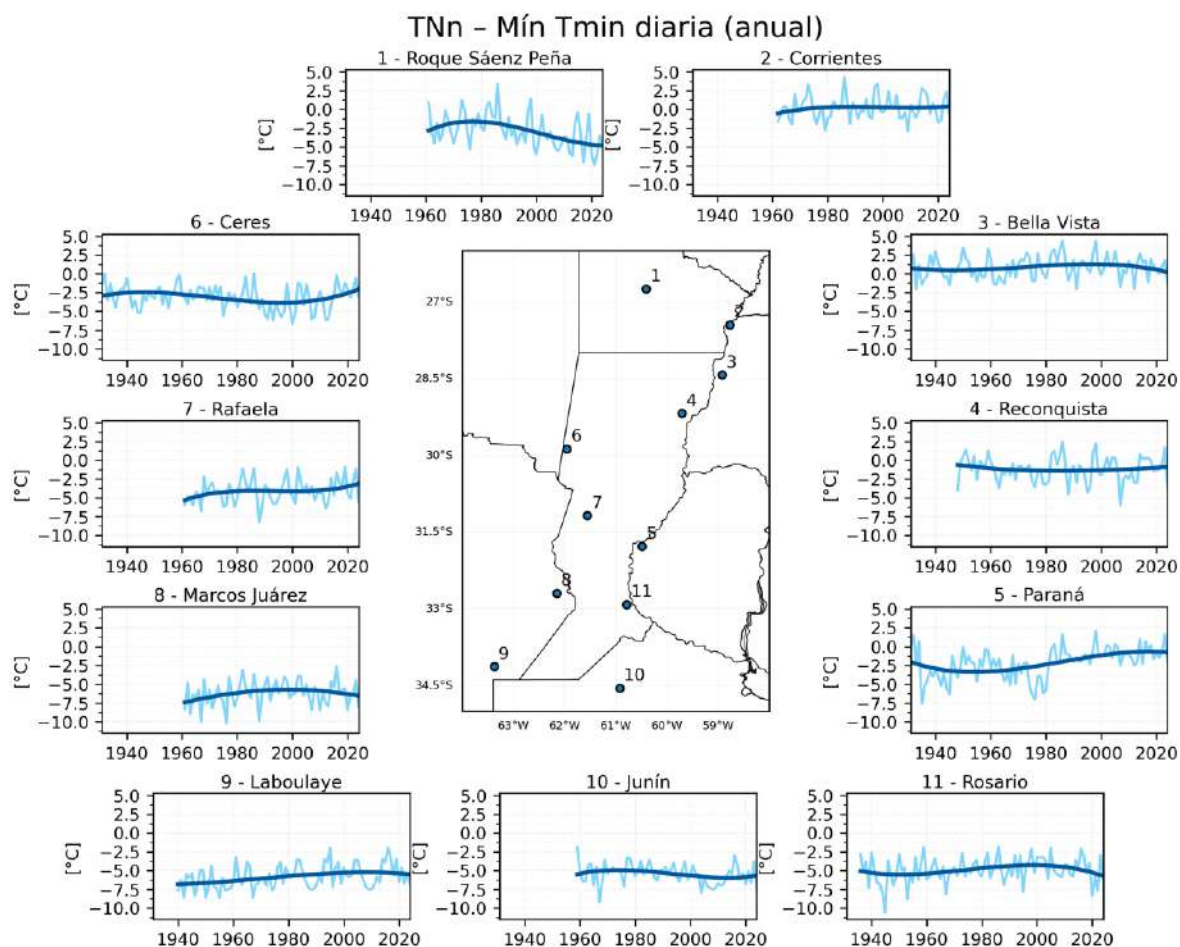


Figura 44: Series temporales del valor mínimo anual de la temperatura mínima diaria (°C) para las estaciones meteorológicas utilizadas en el análisis de extremos climáticos de corto plazo (ver ubicación en el mapa central). Las líneas de color azul oscuro indican las tendencias no lineales de largo plazo.

La Figura 45 sintetiza la evolución regional de los índices de intensidad de extremos térmicos y permite identificar las principales señales de cambio a escala del conjunto de estaciones. Los resultados muestran un aumento reciente en los extremos cálidos más intensos, particularmente a partir de aproximadamente el año 2000. En este período se observa un incremento en el valor máximo anual de la temperatura máxima diaria (TXx), que pasa en promedio de alrededor de 38 °C a valores cercanos a 41 °C, así como en el valor máximo anual de la temperatura mínima diaria (TNx), que aumenta aproximadamente de 25 °C a 26.5 °C. En contraste, el mínimo anual de la temperatura máxima diaria (TXn) presenta una tendencia positiva leve y más gradual a lo largo de todo el período, con un aumento aproximado de 9 °C a 10 °C en el ensamble regional. Por su parte, el mínimo anual de la temperatura mínima diaria (TNn), que representa los extremos fríos más intensos, no muestra una tendencia definida en la serie regional, reflejando una evolución más dominada por la variabilidad interanual. En conjunto, estos resultados indican un fortalecimiento

reciente de los extremos cálidos más intensos, mientras que los extremos fríos más severos no presentan cambios sistemáticos en el conjunto de estaciones analizadas.

Intensidad de extremos de temperatura

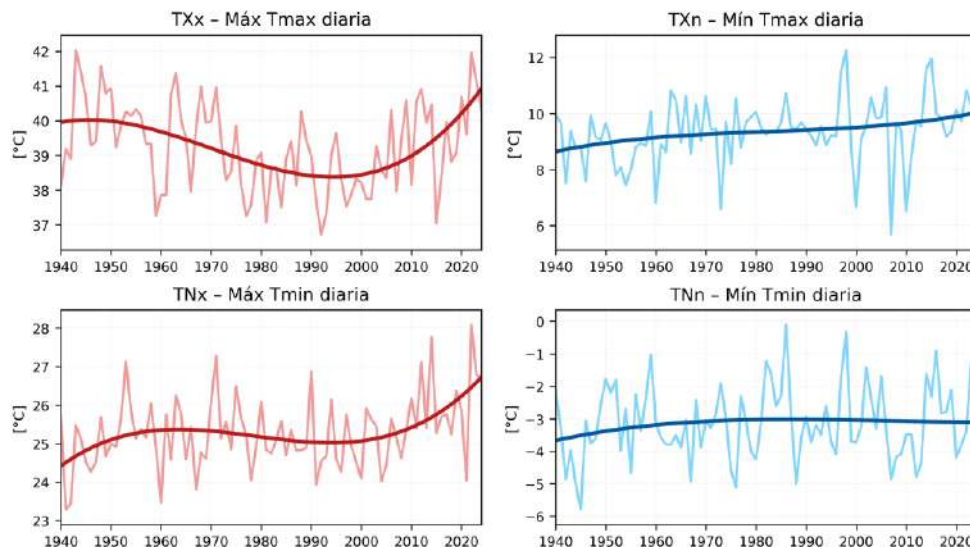


Figura 45: Series temporales del ensamble regional de las estaciones meteorológicas para cuatro índices ETCCDI representativos de la intensidad de extremos de temperatura de corto período. Los paneles superiores muestran los índices basados en la temperatura máxima diaria: máximo anual de la temperatura máxima diaria (TXx) y mínimo anual de la temperatura máxima diaria (TXn). Los paneles inferiores corresponden a los índices basados en la temperatura mínima diaria: máximo anual de la temperatura mínima diaria (TNx) y mínimo anual de la temperatura mínima diaria (TNn). Las líneas superpuestas indican las tendencias no lineales de largo plazo.

6.2.3 Duración de eventos extremos climáticos de temperatura

El indicador de duración de períodos cálidos (WSDI, Figura 46), definido como el número anual de días en que se registran al menos seis días consecutivos con temperatura máxima superior al percentil 90 de la distribución de Tmax, constituye un indicador representativo de la duración de las olas de calor. Las series muestran un aumento marcado en la mayoría de las estaciones a partir de aproximadamente el año 2000. Este incremento resulta particularmente evidente en el norte de la región, donde los valores medios pasan de alrededor de 3–4 días/año a aproximadamente 10 días/año, alcanzando incluso valores superiores a 12–15 días/año en estaciones como Reconquista, Bella Vista y Paraná. En el sector sur el aumento también es claro, aunque de menor magnitud, con incrementos desde valores cercanos a 2–3 días/año hasta aproximadamente 8–9 días/año en estaciones como Laboulaye, Junín y Rosario. En algunas estaciones con registros más extensos también se observan episodios con valores relativamente elevados durante parte de la primera mitad del siglo XX. En conjunto, los resultados indican un incremento significativo en la duración de los períodos cálidos asimilables a olas de calor en las últimas décadas, consistente con el aumento observado en otros indicadores de extremos térmicos.

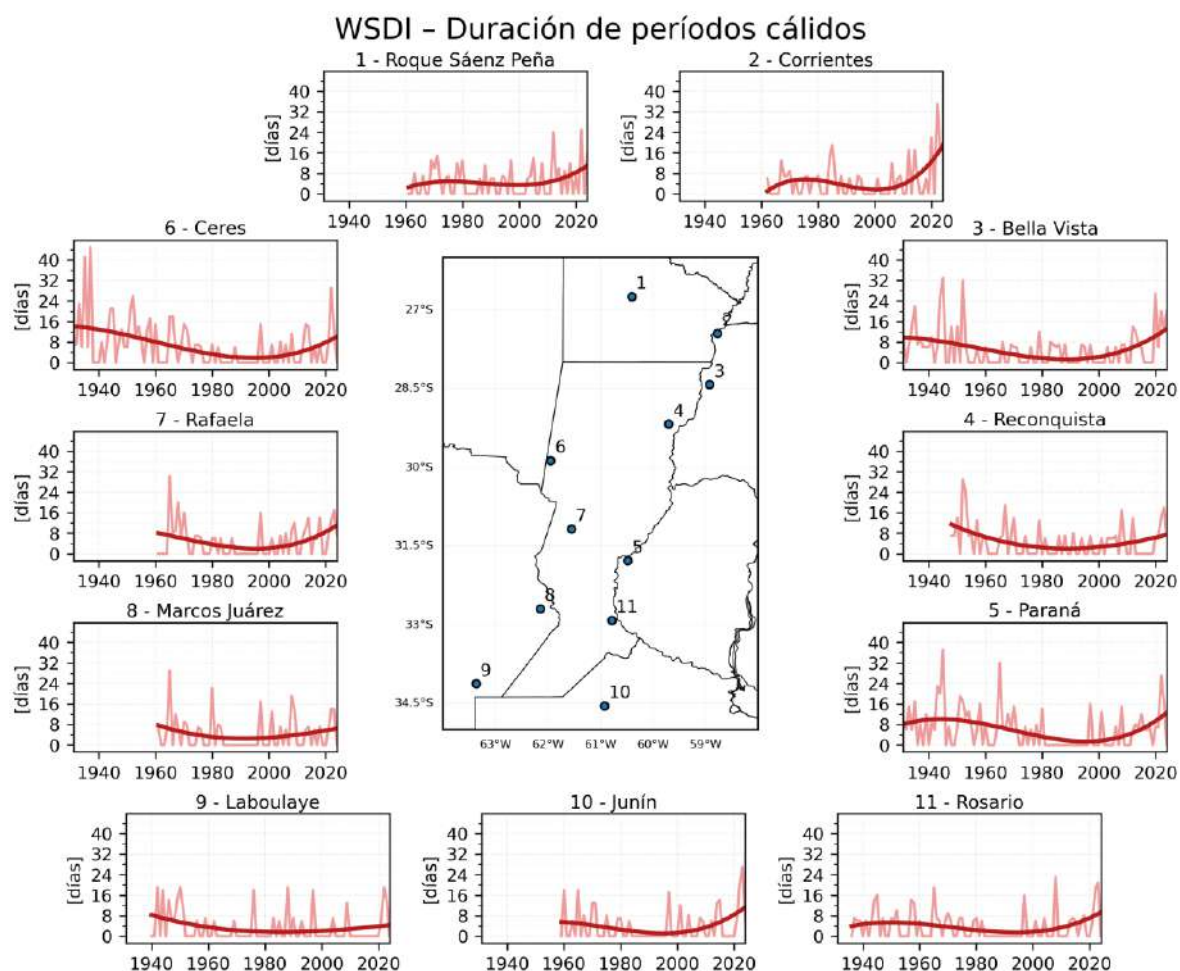


Figura 46: Series temporales del indicador de la duración de períodos cálidos (WSDI, días) para las estaciones meteorológicas utilizadas en el análisis de extremos climáticos de corto plazo (ver ubicación en el mapa central). Las líneas de color rojo oscuro indican las tendencias no lineales de largo plazo.

El indicador de duración de períodos fríos (CSDI, Figura 47), definido como el número anual de días con al menos seis días consecutivos en que la temperatura mínima diaria es inferior al percentil 10 de la distribución de TN, constituye un indicador representativo de la duración de las olas de frío. Las series muestran un decrecimiento significativo en todas las estaciones, especialmente entre las décadas de 1960–1970 y el año 2000. Durante este período, la duración media de las olas de frío disminuye de manera marcada, pasando en general de valores cercanos a 5–6 días por año a valores próximos a cero en las últimas décadas. En algunas estaciones, como Paraná o Bella Vista, la reducción es aún más notable, con valores medios que descienden desde 10–15 días por año hasta prácticamente cero. Desde comienzos del siglo XXI, las series tienden a estabilizarse en niveles muy bajos, lo que indica una disminución clara y sostenida en la duración de los episodios de frío prolongado en la región.

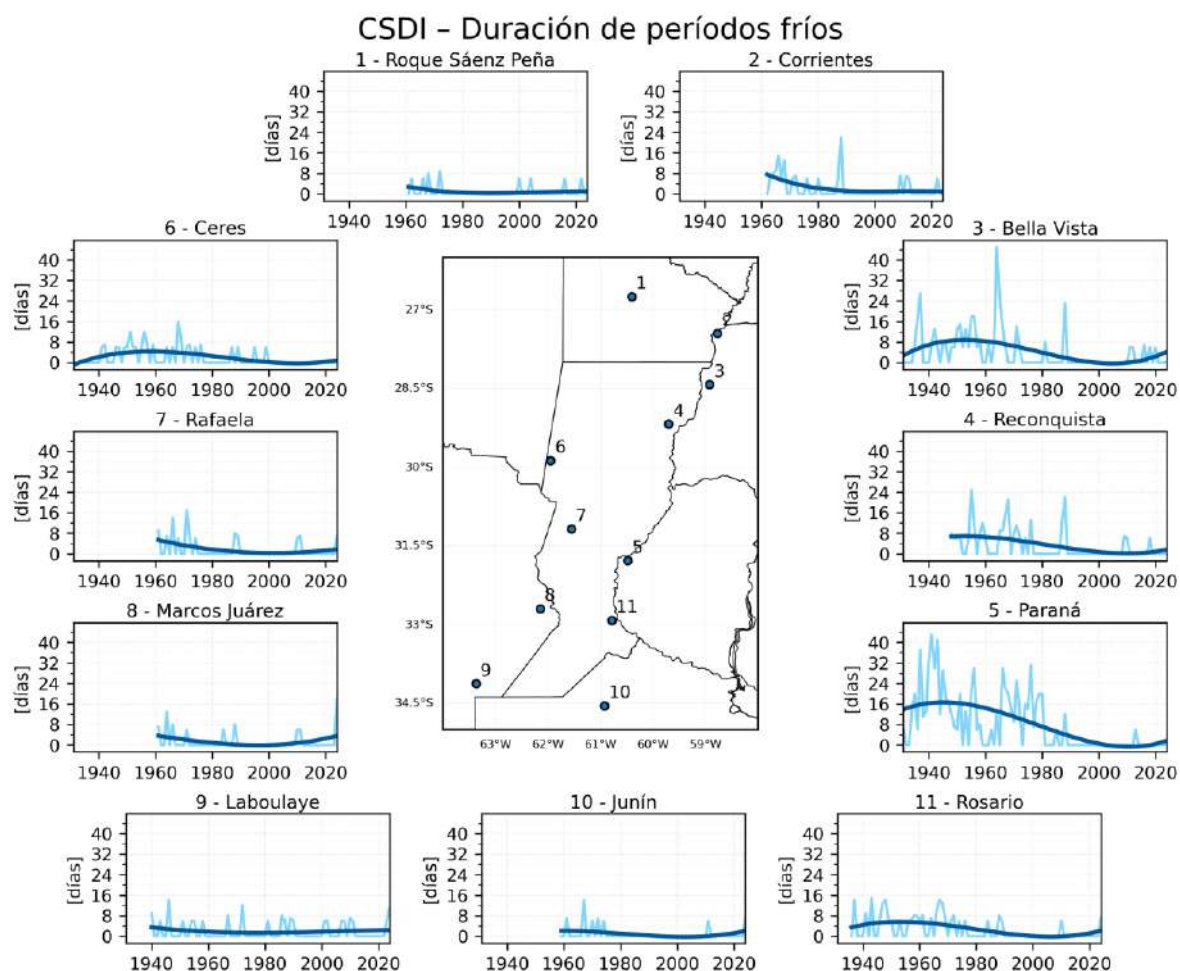


Figura 47: Series temporales del indicador de la duración de períodos fríos (CSDI, días) para las estaciones meteorológicas utilizadas en el análisis de extremos climáticos de corto plazo (ver ubicación en el mapa central). Las líneas de color rojo oscuro indican las tendencias no lineales de largo período.

La Figura 48 resume la evolución regional de los índices de duración de extremos térmicos mediante el ensamble de las estaciones meteorológicas. El indicador de duración de períodos cálidos (WSDI) muestra un aumento marcado a partir de aproximadamente el año 2000, con un incremento en los valores medios de cerca de 2 días por año hasta alrededor de 10 días por año en la actualidad. No obstante, las series también evidencian que durante parte de la primera mitad del siglo XX los valores medios eran relativamente elevados, con promedios cercanos a 8 días por año antes de 1960. En contraste, el indicador de duración de períodos fríos (CSDI) presenta una disminución muy significativa a lo largo del período analizado. Los valores medios pasan de aproximadamente 9 días por año hacia la década de 1940 a cerca de 1 día por año en las últimas décadas, reflejando una reducción sustancial en la persistencia de episodios fríos prolongados. En conjunto, estos resultados indican un cambio claro en la duración de los extremos térmicos regionales, caracterizado por una mayor persistencia de períodos cálidos y una marcada reducción de la duración de las olas de frío.

Duración de extremos de temperatura

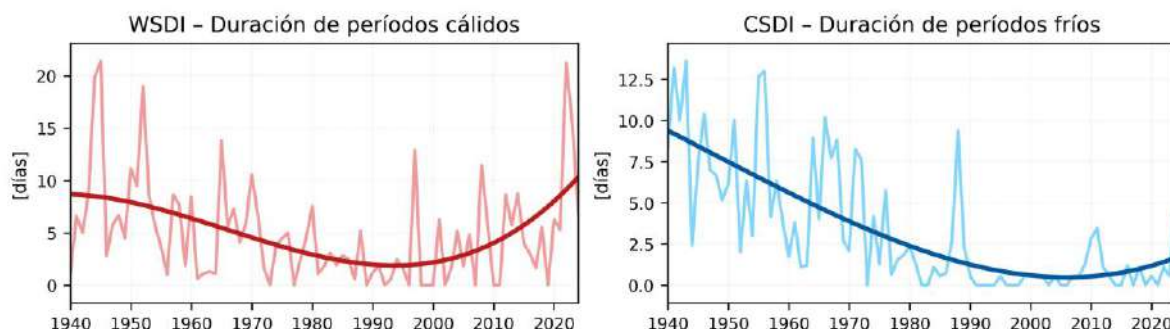


Figura 48: Series temporales del ensamble regional de las estaciones meteorológicas para dos índices ETCCDI representativos de la duración de extremos de temperatura de corto período: los indicadores de la duración de períodos cálidos (WSDI, días, panel izquierdo) y fríos (CSDI, días, panel derecho). Las líneas superpuestas indican las tendencias no lineales de largo plazo.

6.2.4 Intensidad de eventos extremos climáticos de precipitación

El valor máximo anual de precipitación en 1 día (RX1day, Figura 49) presenta una elevada variabilidad interanual y no muestra una tendencia uniforme entre estaciones. Las tendencias no lineales sugieren, en términos generales, un comportamiento similar al observado en las series de precipitación anual y estacional, con un aumento en la intensidad de las precipitaciones extremas entre aproximadamente 1960 y 2000. En algunas estaciones este incremento se ha revertido parcialmente en las últimas décadas, particularmente en el centro-oeste de la región, como en Ceres y Rafaela. En otras, en cambio, especialmente en el norte y noreste —Roque Sáenz Peña, Corrientes y Reconquista— los valores extremos se han mantenido elevados o incluso han continuado incrementándose. En el sector sur, representado por estaciones como Laboulaye, Junín y Rosario, no se identifica una tendencia clara en la intensidad de estos eventos. No obstante, a pesar de la alta variabilidad característica de las precipitaciones intensas, en varias estaciones se registran en las últimas décadas eventos diarios que superan los 200 mm, como en Bella Vista, Reconquista, Paraná, Ceres y Marcos Juárez, lo que evidencia la ocurrencia reciente de tormentas de muy alta intensidad en distintas partes de la región.

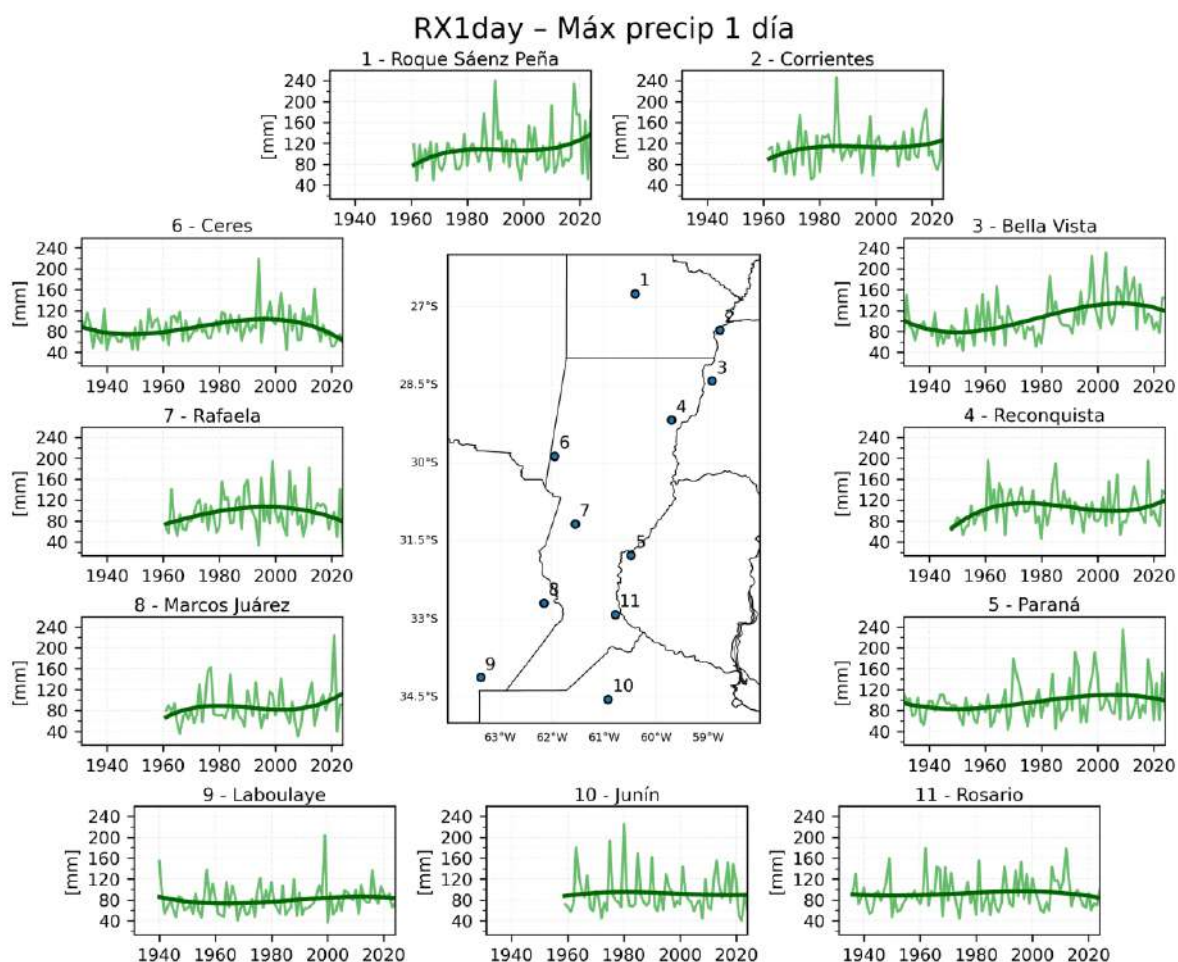


Figura 49: Series temporales del valor máximo anual de precipitación en 1 día (RX1day, mm) para las estaciones meteorológicas utilizadas en el análisis de extremos climáticos de corto plazo (ver ubicación en el mapa central). Las líneas de color verde oscuro indican las tendencias no lineales de largo plazo.

El valor máximo anual de precipitación acumulada en 5 días consecutivos (RX5day, Figura 50) presenta un comportamiento general similar al observado para RX1day. Las tendencias no lineales muestran patrones comparables entre estaciones, con un aumento en la intensidad de los eventos hasta aproximadamente el año 2000 y una evolución posterior más heterogénea según la región. En varias estaciones se registran, en las últimas décadas, eventos acumulados de magnitud excepcional, con valores que superan ampliamente los 300 mm en cinco días. Entre los casos más destacados se encuentran acumulados de 365 mm y 341 mm en marzo de 2007 en Rosario y Rafaela, respectivamente, 300 mm en diciembre de 2012 en Rafaela, varios eventos superiores a 250 mm en Paraná (2007, 2009, 2014 y 2018), y un máximo cercano a 430 mm en enero de 2024 en Reconquista. Aunque la tendencia media regional no resulta particularmente marcada, la recurrencia de estos eventos de gran magnitud indica una alta frecuencia de precipitaciones extremas multidiarias, lo que representa un factor relevante de riesgo hidrológico y urbano debido a su potencial para generar inundaciones rápidas y acumulaciones significativas de agua en períodos muy cortos.

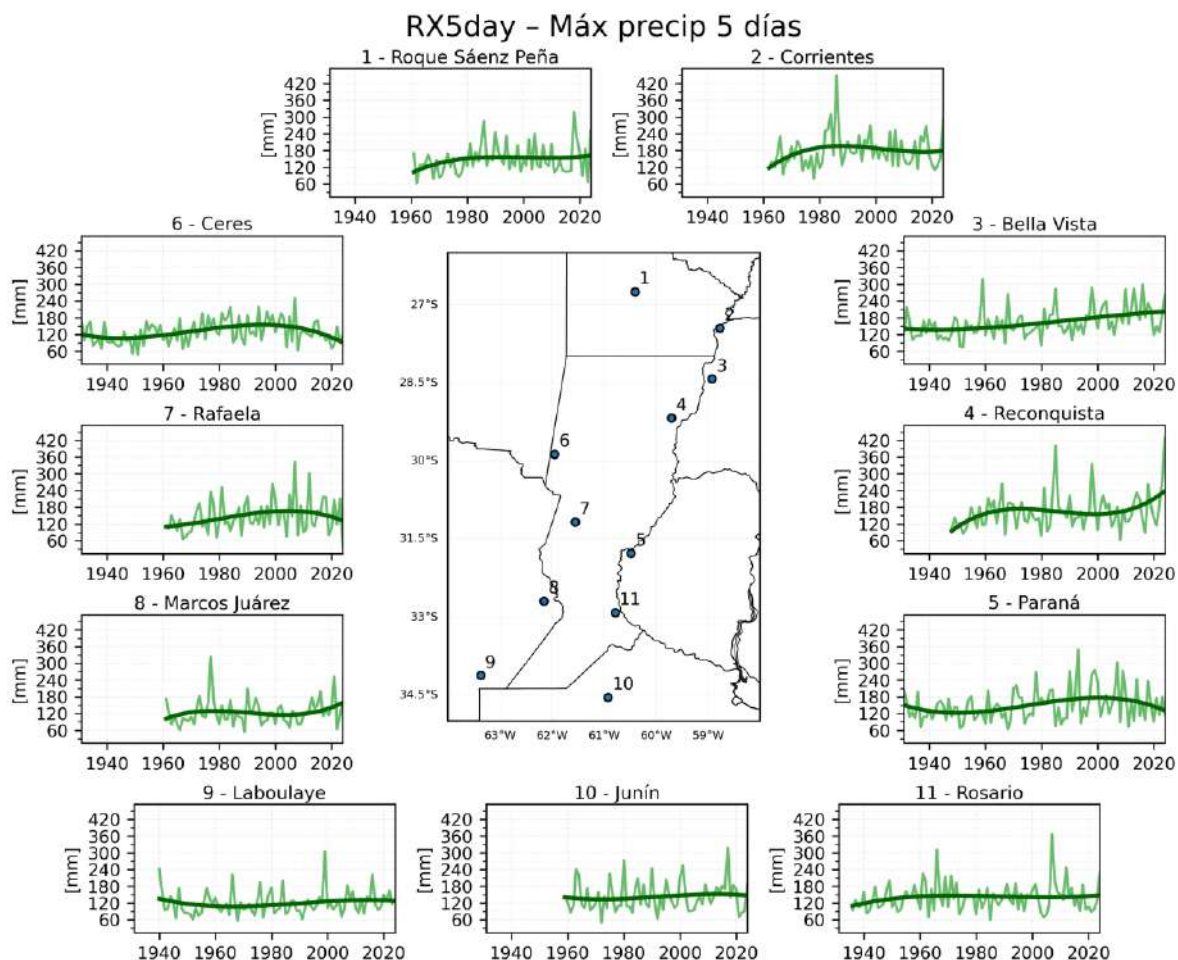


Figura 50: Series temporales del valor máximo anual de precipitación en 5 días consecutivos (RX5day, mm) para las estaciones meteorológicas utilizadas en el análisis de extremos climáticos de corto plazo (ver ubicación en el mapa central). Las líneas de color verde oscuro indican las tendencias no lineales de largo plazo.

El índice simple de intensidad diaria de precipitación (SDII, Figura 51), definido como la precipitación anual total dividida por el número de días con lluvia en un año, permite evaluar la intensidad media de los eventos de precipitación. En general, las series muestran un incremento en la intensidad media de las lluvias entre aproximadamente 1970 y 2000, período en el que se registra un aumento progresivo en la cantidad de precipitación acumulada por día lluvioso. A partir de 2000 las tendencias se vuelven más heterogéneas entre estaciones. En la mayoría de los casos la evolución tiende a estabilizarse en valores relativamente elevados, mientras que en el sector suroeste —particularmente en Laboulaye y Marcos Juárez— se observa una continuación del incremento en la intensidad media de las precipitaciones. En contraste, en el noroeste algunas estaciones sugieren una leve disminución en las últimas décadas. En conjunto, estos resultados indican que, más allá de las diferencias regionales recientes, las precipitaciones actuales tienden a concentrarse en eventos de mayor intensidad, reflejando una señal robusta de intensificación de la lluvia diaria en la región.

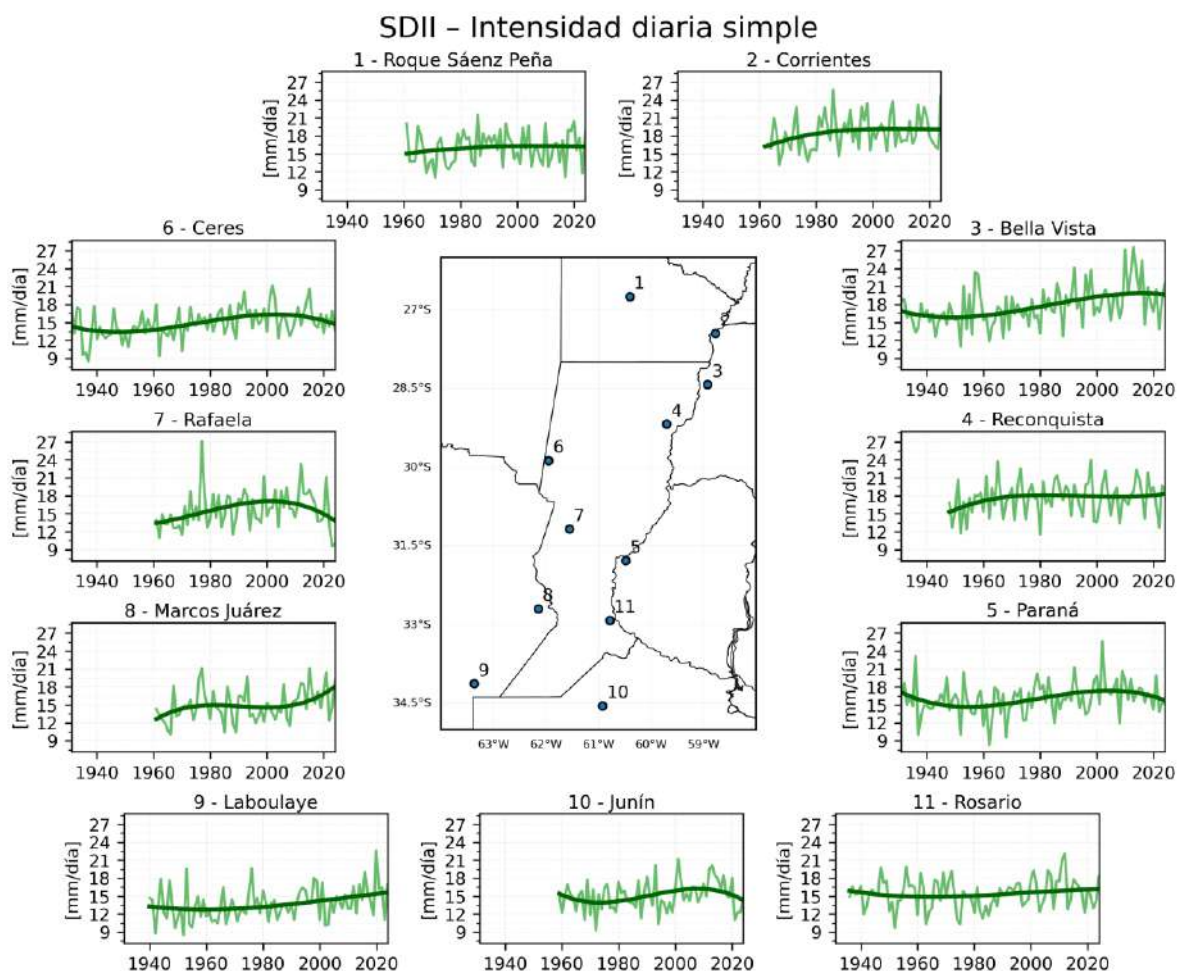


Figura 51: Series temporales del índice simple de intensidad diaria (SDII, mm/día) para las estaciones meteorológicas utilizadas en el análisis de extremos climáticos de corto plazo (ver ubicación en el mapa central). Las líneas de color verde oscuro indican las tendencias no lineales de largo período.

La Figura 52 resume la evolución regional de los principales índices de intensidad de extremos de precipitación de corto período. Las tendencias no lineales de RX1day, RX5day y SDII muestran un comportamiento consistente entre sí, caracterizado por un aumento progresivo desde aproximadamente la década de 1940 hasta alrededor del año 2000, seguido de una etapa de relativa estabilización en las últimas décadas. Este patrón coincide con los cambios observados en las series de precipitación anual y estacional, donde se identifica un período de incremento de las lluvias hacia fines del siglo XX. En conjunto, los resultados indican que, aunque las tendencias recientes no muestran un incremento continuo en todas las estaciones, la región ha experimentado un proceso de intensificación de las precipitaciones, reflejado en mayores acumulados diarios y multidiarios y en una mayor intensidad media de los eventos de lluvia.

Intensidad de eventos extremos de precipitación

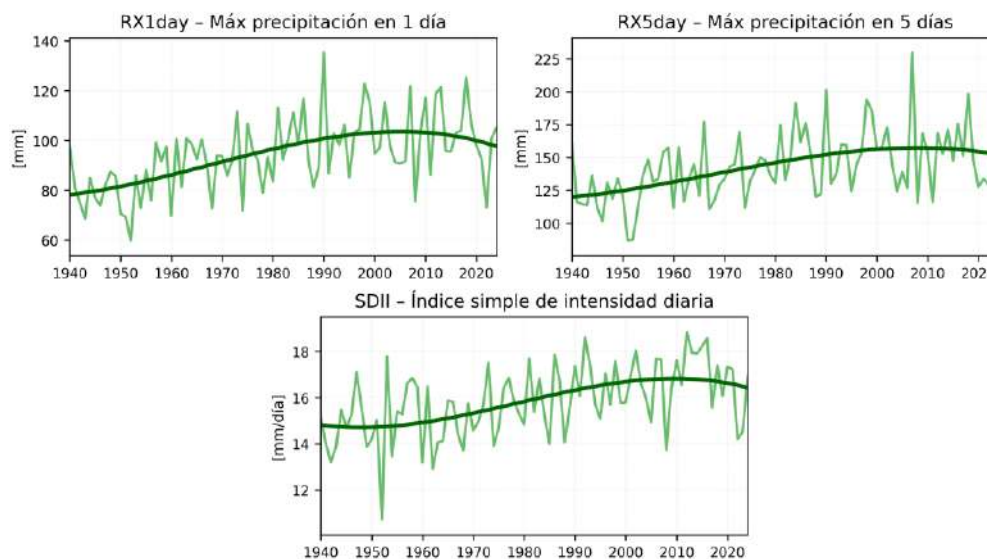


Figura 52: Series temporales del ensamble regional de las estaciones meteorológicas para tres índices ETCCDI representativos de la intensidad de extremos de precipitación de corto período: el valor máximo anual de precipitación en 1 día (RX1day, mm, panel superior izquierdo), el valor máximo anual de precipitación en 5 días consecutivos (RX5day, mm, panel superior derecho), y el índice simple de intensidad diaria (SDII, mm/día, panel inferior). Las líneas superpuestas indican las tendencias no lineales de largo plazo.

El índice de días secos consecutivos (CDD, Figura 53), definido como el número máximo de días consecutivos sin precipitación en un año, refleja la persistencia de períodos secos dentro del régimen climático regional. Como es esperable desde el punto de vista climatológico, se observa un claro gradiente espacial, con mayores valores de CDD hacia el oeste de la región. En estas áreas, el CDD puede alcanzar entre 100 y 120 días por año, mientras que hacia el este los valores son significativamente menores, generalmente entre 60 y 80 días, e incluso inferiores a 60 días en estaciones del noreste como Corrientes y Bella Vista. Más allá de estas diferencias regionales, en la mayoría de las estaciones se observa un aumento en la duración de los períodos secos a partir de aproximadamente la década de 1990. En muchos casos, los valores medios pasan de alrededor de 30–40 días a más de 50–60 días por año, con incrementos particularmente notorios en el sector suroeste —como en Marcos Juárez y Laboulaye— aunque también visibles en estaciones del centro-este como Rosario, Junín y, de manera destacada, Roque Sáenz Peña. En conjunto, estos resultados indican una mayor persistencia de períodos sin precipitación en las últimas décadas, condición que favorece el desarrollo de sequías meteorológicas y eventos de sequía de rápida evolución en la región.

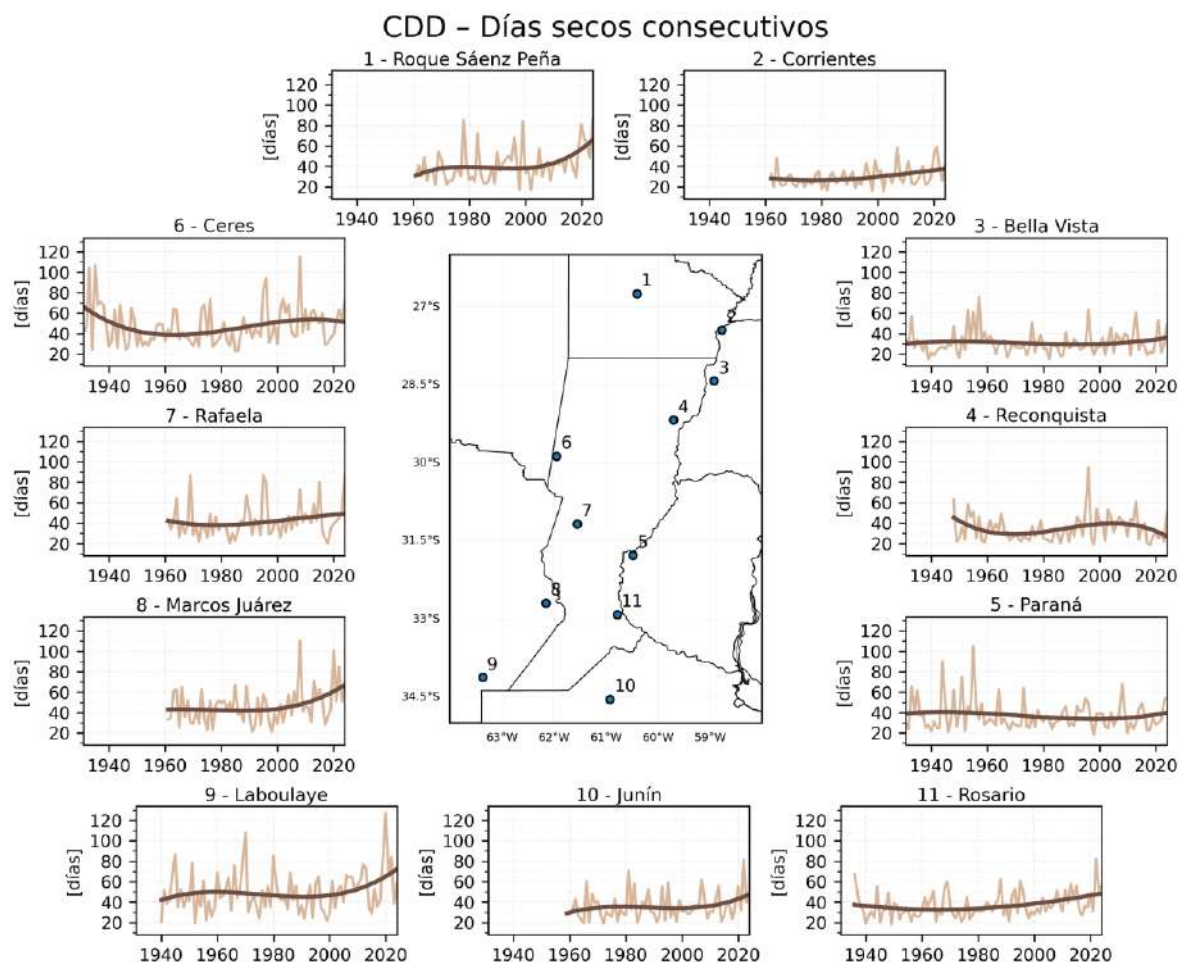


Figura 53: Series temporales del índice de días secos consecutivos (CDD, días) para las estaciones meteorológicas utilizadas en el análisis de extremos climáticos de corto plazo (ver ubicación en el mapa central). Las líneas de color marrón oscuro indican las tendencias no lineales de largo plazo.

El índice de días húmedos consecutivos (CWD, Figura 54), definido como el número máximo de días consecutivos con precipitación mayor a 1 mm en un año, no muestra señales claras de cambio a lo largo del período analizado. En la mayoría de las estaciones las series se caracterizan por una alta variabilidad interanual, con alternancia de años con secuencias de precipitación relativamente prolongadas y otros con episodios más breves. Sin embargo, las tendencias no lineales no evidencian cambios sistemáticos en la duración de los períodos lluviosos persistentes. En conjunto, los resultados sugieren que, a diferencia de otros indicadores analizados, la duración de las secuencias de días con lluvia no ha experimentado modificaciones en la región durante el período de estudio.

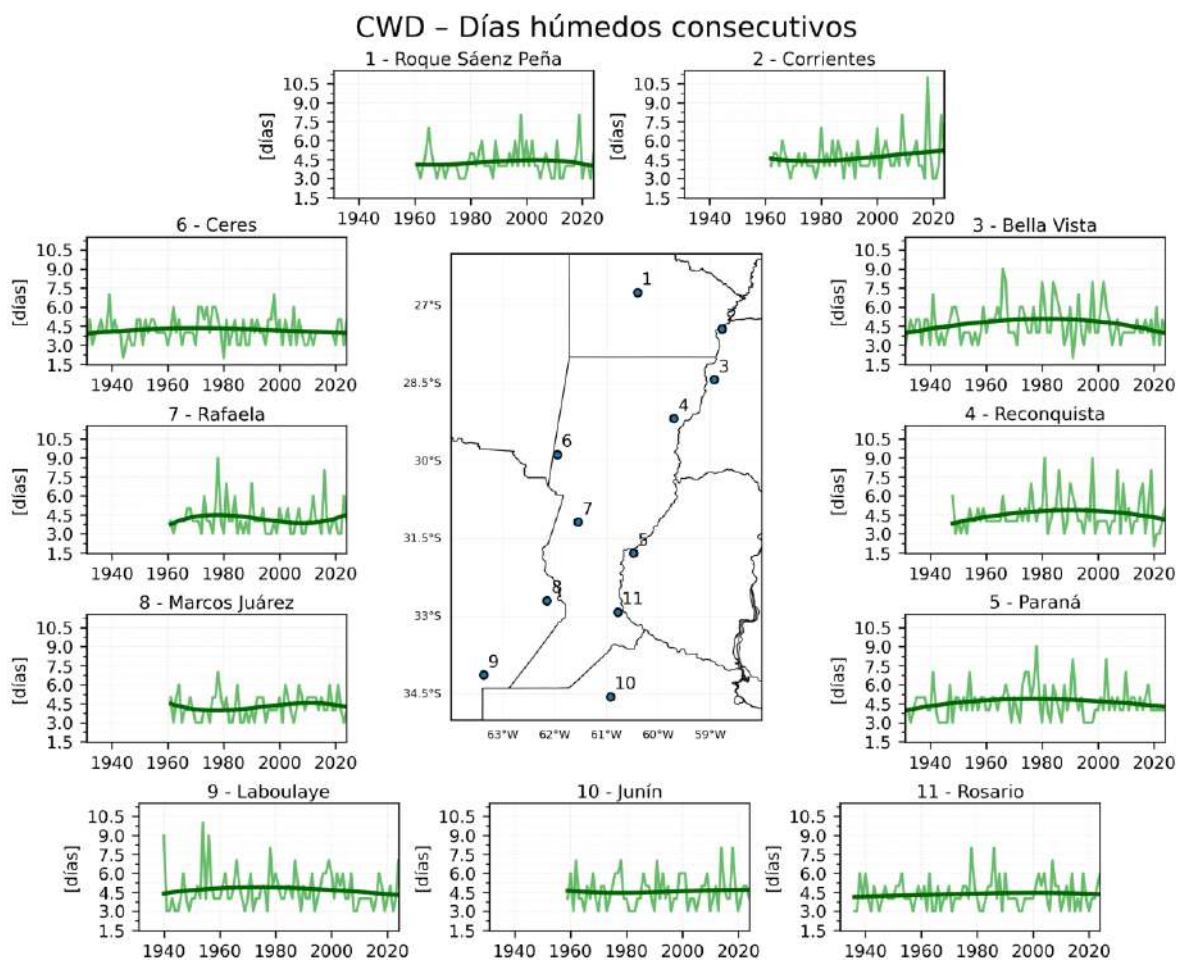


Figura 54: Series temporales del índice de días de lluvia consecutivos (CWD, días) para las estaciones meteorológicas utilizadas en el análisis de extremos climáticos de corto plazo (ver ubicación en el mapa central). Las líneas de color verde oscuro indican las tendencias no lineales de largo plazo.

La Figura 55 sintetiza la evolución regional de los índices de duración de extremos de precipitación a partir del ensamble de las estaciones meteorológicas. El índice de días secos consecutivos (CDD) muestra una señal clara de incremento a partir de aproximadamente la década de 1990, con un aumento medio cercano a 12 días en la longitud de los períodos secos consecutivos. Este cambio indica una mayor persistencia de intervalos sin precipitación en las últimas décadas. En contraste, el índice de días húmedos consecutivos (CWD) no presenta cambios sistemáticos a lo largo del período analizado, manteniéndose en valores medios relativamente estables. Ambos índices, sin embargo, exhiben una alta variabilidad interanual, característica del régimen de precipitaciones de la región. En conjunto, estos resultados sugieren una mayor duración de los períodos secos sin que se observe un aumento equivalente en la persistencia de las secuencias de días con lluvia.

Duración de eventos extremos de precipitación

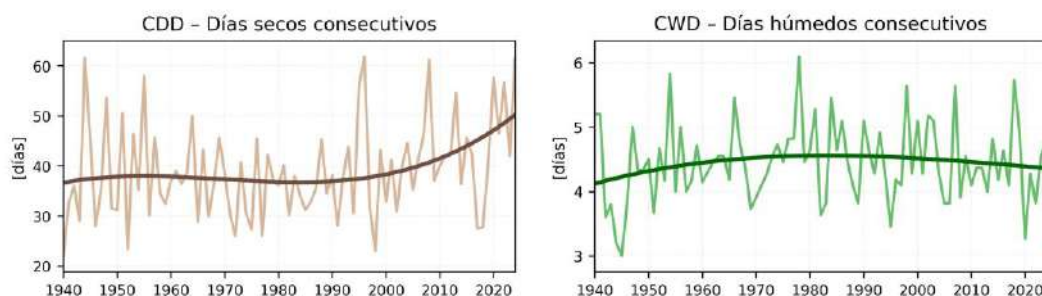


Figura 55: Series temporales del ensamble regional de las estaciones meteorológicas para dos índices ETCCDI representativos de la duración de extremos de precipitación de corto período: el índice de días secos consecutivos (CDD, días, panel izquierdo), y el índice de días de lluvia consecutivos (CWD, días, panel derecho). Las líneas superpuestas indican las tendencias no lineales de largo plazo.

6.3 Conclusiones de eventos extremos

Los eventos extremos en la provincia de Santa Fe se analizaron mediante dos enfoques complementarios. Por un lado, el SPI permitió caracterizar déficits y excesos de precipitación en escalas estacionales (SPI3) e hidrológicas (SPI24), identificando tanto la alternancia frecuente de extremos de corto período como los episodios persistentes de sequía y exceso hídrico. Por otro lado, los índices ETCCDI permitieron evaluar cambios en la frecuencia, intensidad y duración de extremos diarios de temperatura y precipitación. En conjunto, los resultados muestran una señal robusta de cambio en el régimen de extremos de la provincia. En precipitación, se observa un predominio de sequías hidrológicas durante la primera mitad del siglo XX, seguido por una etapa más húmeda entre aproximadamente 1970 y comienzos de los 2000, y una reversión reciente hacia condiciones más variables, marcada por la sequía regional de 2021–2024. Los análisis espaciales confirman, además, que los extremos severos pueden afectar a prácticamente toda la provincia, aunque el centro-sur concentra las anomalías más intensas, especialmente en el núcleo agrícola. En los índices ETCCDI, la señal más consistente corresponde a los extremos térmicos: aumentan los días cálidos y las noches cálidas, se intensifican los extremos cálidos y se prolongan los períodos cálidos, mientras disminuyen los días fríos, las noches frías y la duración de las olas de frío. En precipitación diaria, los índices de intensidad muestran una intensificación general hacia fines del siglo XX, mientras que en las últimas décadas destaca el aumento de los períodos secos consecutivos.

Más allá de estos cambios significativos, la variabilidad climática sigue siendo un componente central en la ocurrencia y modulación de los extremos. La Tabla 10 muestra que, si bien la tendencia explica una fracción importante de la varianza en la mayoría de los índices —por ejemplo, cerca de 36 % en TX90p, 34 % en RX1day y casi 60 % en TN10p—, una proporción significativa de la señal responde a modos oscilatorios de escala interanual y decadales. En numerosos índices aparecen ciclos dominantes de aproximadamente 2 a 6 años, como los identificados en TX10p (3–4 años), TN90p (≈5 años), RX1day (≈3 años) y CDD (≈2–3 años). Estas escalas son consistentes con la influencia de forzantes de gran escala asociados a la variabilidad del sistema océano-atmósfera, particularmente el

fenómeno ENSO. En algunos casos también aparecen oscilaciones de menor frecuencia, cercanas a 8–10 años, como en TXx, TXn o TNn. Estos resultados indican que los extremos observados en Santa Fe no responden únicamente a una tendencia climática de largo plazo, que constituye un cambio climático significativo, sino a la superposición entre esa tendencia y oscilaciones que modulan la intensidad y frecuencia de los eventos. Esta interacción multiescala puede exacerbar los eventos extremos cada vez más frecuentes e intensos en la región, originando la necesidad de actuar con medidas de planificación y gestión de riesgos climáticos.

Tabla 10. Modos dominantes de variabilidad identificados mediante SSA en las series del ensamble de los índices ETCCDI representativos de eventos extremos climáticos de corto plazo. Se reportan la tendencia (Ten) y los tres principales modos oscilatorios, con su período dominante en años y entre paréntesis se indica la varianza explicada (%) por cada modo.

Variable	Tipo	índice	Tendencia	Período dominante (varianza explicada)		
Temperatura	Frecuencia	TX90p	Ten (36.0)	8.5 (22.9)		2.8 (15.4)
		TX10p	Ten (23.7)	8.5 (19.5)	4 (15.8)	3 (21.0)
		TN90p	Ten (26.6)		5.3 (22.4)	2 (15.0)
		TN10p	Ten (59.8)		6.5 (7.2)	2 (10.7)
		FD0	Ten (34.2)		4.2 (23.6)	2.4 (20.7)
	Intensidad	TXx	Ten (31.5)	8.5 (25.1)		2.6 (13.4)
		TXn	Ten (22.8)	9.4 (29.3)	4 (7.4)	3 (17.6)
		TNx	Ten (15.4)	9.4 (15.4)	4.5 (30.2)	2.4 (24.4)
		TNn	Ten (10.3)	10.6 (36.3)	6.5 (15.9)	4 (26.1)
	Duración	WSDI	Ten (26.4)		4.7 (18.2)	2.6 (14.3)
		CSDI	Ten (51.8)	10.6 (16.5)	4.2 (12.4)	2.3 (10.3)
Precipitación	Intensidad	RX1day	Ten (34.2)		4 (12.7)	2.8 (22.1)
		RX5day	Ten (26.3)	8.5 (17.7)	5.3 (15.6)	2.4 (20.8)
		SDII	Ten (28.8)		3.7 (15.0)	2.8 (22.3)
	Duración	CDD	Ten (28.3)		6.5 (19.0)	2.3 (28.7)
		CWD	Ten (6.2)		3.4 (18.7)	2.3 (27.7)

Desde el punto de vista de la vulnerabilidad y el riesgo, estos resultados tienen implicancias directas para la gestión territorial y sectorial. La provincia presenta una exposición elevada debido a la concentración de población, infraestructura crítica, actividades agroindustriales y sistemas productivos altamente dependientes del clima, especialmente en el centro y sur provincial (Pierrestegui et al., 2025). En este contexto, el aumento de los extremos cálidos, la mayor duración de los períodos secos y la persistencia de eventos hidrológicos severos incrementan el riesgo de impactos compuestos sobre la producción agropecuaria, los recursos hídricos, la infraestructura urbana y la salud. La situación es particularmente sensible en el centro-sur de Santa Fe, donde coinciden la mayor intensidad de los extremos de precipitación estacionales y una elevada relevancia productiva. Además, la coexistencia de amenazas de distinto signo —déficits y excesos de

precipitación, olas de calor y eventos de lluvia intensa— muestra que el riesgo climático provincial no debe entenderse como la respuesta a una amenaza aislada, sino como el resultado de la interacción entre múltiples peligros, su variabilidad temporal y las condiciones diferenciales de vulnerabilidad del territorio.

En este contexto, los resultados del capítulo subrayan la necesidad de fortalecer estrategias de adaptación y gestión del riesgo con enfoque integrado. La evidencia presentada muestra que Santa Fe enfrenta un escenario de extremos más cálidos, más variables y, en varios casos, más persistentes, lo que exige avanzar desde diagnósticos climáticos hacia herramientas operativas de planificación y reducción del riesgo. Esto implica mejorar los sistemas de monitoreo y alerta temprana, incorporar la información climática en la planificación hídrica y territorial, adaptar infraestructura y prácticas productivas, y fortalecer la capacidad institucional para responder a eventos compuestos y recurrentes. También resulta clave promover medidas diferenciadas según el tipo de amenaza y el contexto territorial, reconociendo que la exposición, la sensibilidad y la capacidad adaptativa no son homogéneas en la provincia (Pierrestegui et al., 2024; 2025). En un contexto de cambio climático, donde varios de estos extremos podrían intensificarse en las próximas décadas, desarrollar estrategias de adaptación robustas será esencial para reducir los impactos y fortalecer la resiliencia del sistema socioeconómico provincial.

7. SIMULACIONES CLIMÁTICAS HISTÓRICAS Y PROYECCIONES FUTURAS

7.1 Habilidad de los modelos climáticos para simular la temperatura media

En esta sección se presentan las métricas estadísticas de evaluación de la temperatura media mensual correspondientes a las simulaciones históricas de los modelos climáticos de media resolución incluidos en la Tabla 4, así como a su ensamble multimodelo (Tabla 1a). La correlación de Pearson entre las series mensuales simuladas y los datos observados de CRU TS 4.09 es elevada en todos los casos, con valores entre 0.95 y 0.96, mientras que el ensamble multimodelo alcanza el valor más alto ($r = 0.965$). Estos resultados indican que los modelos reproducen adecuadamente la variabilidad temporal mensual de la temperatura media en la provincia de Santa Fe durante el período histórico.

Los errores sistemáticos muestran una tendencia predominante a la sobreestimación de la temperatura, con valores de MBE positivos en casi todos los modelos. Los menores sesgos corresponden a ACCESS-CM2, HAdGEM-GC31-MM y MPI-ESM1-2-HR, mientras que MIROC6 y NorESM2-MM presentan las mayores sobreestimaciones, con MBE de 5.22 °C y 3.05 °C, respectivamente. En consecuencia, estos modelos también exhiben los mayores valores de RMSE. El ensamble multimodelo presenta un MBE de 1.44 °C y un RMSE de 2.13 °C, valores que indican un desempeño general satisfactorio considerando la escala espacial y temporal analizada.

La aplicación del método de corrección de sesgo reduce de manera importante los errores en la mayoría de los modelos, particularmente en aquellos con mayores sesgos sistemáticos. Por ejemplo, el RMSE de MIROC6 disminuye de 5.56 °C a 1.37 °C, mientras que en NorESM2-MM se reduce de 3.52 °C a 1.40 °C. De manera similar, el ensamble multimodelo

muestra una reducción del RMSE desde 2.13 °C hasta 1.36 °C luego de la corrección, evidenciando la efectividad del método de escalamiento local para ajustar las simulaciones históricas a las condiciones observadas.

Tabla 11- Métricas estadísticas de evaluación de las series temporales (1950-2014) de los promedios areales de temperatura media mensual de los modelos de media resolución CMIP6 (ver referencias en Tabla 4), y su ensamble multimodelo, en comparación con las series temporales de igual período de los promedios areales de las observaciones (CRU TS4.09). La columna de la derecha presenta el RMSE* luego de aplicada la corrección de sesgos.

Modelos	correlación	MBE	RMSE	RMSE*
ACCESS-CM2	0.955	-0.02	1.93	1.94
ACCESS-ESM1-5	0.961	1	2.21	1.76
BCC-CSM2-MR	0.954	0.82	2.27	1.94
CESM2	0.955	2.16	2.7	1.42
EC-Earth3	0.95	1.09	2.01	1.57
FGOALS-f3-L	0.956	0.99	1.9	1.5
FIO-ESM2-2-0	0.951	1.31	2	1.45
HAdGEM-GC31-MM	0.957	0.25	1.74	1.68
MIROC6	0.956	5.22	5.56	1.37
MPI-ESM1-2-HR	0.957	0.26	1.59	1.53
MRI-ESM2.0	0.96	1.15	2.18	1.64
NorESM2-MM	0.958	3.05	3.52	1.4
Ensamble multimodelo	0.965	1.44	2.13	1.36

Un análisis similar al descrito anteriormente se realizó para los modelos climáticos de alta resolución incluidos en la Tabla 5 y para su ensamble multimodelo. Los resultados se presentan en la Tabla 12. En general, los modelos reproducen adecuadamente la variabilidad temporal mensual de la temperatura media observada en la provincia de Santa Fe durante el período histórico, con coeficientes de correlación de Pearson comprendidos entre 0.91 y 0.95. El ensamble multimodelo presenta el mejor desempeño, alcanzando una correlación de 0.955, superior a la de los modelos individuales y consistente con el comportamiento observado previamente para los modelos CMIP6 de media resolución.

En comparación con el conjunto de modelos de media resolución, las correlaciones de los modelos HighResMIP resultan levemente menores en promedio. Sin embargo, las diferencias son relativamente pequeñas y los valores continúan siendo elevados, lo que indica que ambos conjuntos de modelos representan adecuadamente la evolución temporal de la temperatura mensual. Este comportamiento sugiere que el incremento en la resolución espacial no necesariamente se traduce en mejoras sistemáticas en las métricas temporales regionales analizadas, particularmente cuando se evalúan promedios areales mensuales sobre dominios relativamente amplios como la provincia de Santa Fe. No obstante, los modelos de alta resolución pueden aportar ventajas en otros aspectos no evaluados por estas métricas, tales como la representación de gradientes espaciales, procesos regionales y eventos extremos.

Los errores sistemáticos muestran una tendencia general a la sobreestimación de la temperatura, aunque en la mayoría de los casos los sesgos son moderados. HadGEM3-GC31-HM y EC-Earth3P-HR presentan los menores valores de MBE (0.04 °C y 0.18 °C, respectivamente), mientras que HiRAM-SIT-HR exhibe la mayor sobreestimación, con un MBE de 2.04 °C y un RMSE de 3.22 °C. El ensamble multimodelo presenta un MBE de 0.69 °C y un RMSE de 1.75 °C, valores ligeramente inferiores a los obtenidos para el ensamble de modelos de media resolución, indicando un desempeño general satisfactorio y estable.

La aplicación del método de corrección de sesgo reduce los errores en la mayoría de los modelos, particularmente en aquellos con mayores sesgos sistemáticos. Por ejemplo, el RMSE de HiRAM-SIT-HR disminuye de 3.22 °C a 2.19 °C, mientras que en CMCC-CM2-VHR4 se reduce de 2.20 °C a 1.82 °C. En el ensamble multimodelo, el RMSE disminuye de 1.75 °C a 1.52 °C luego de la corrección, evidenciando nuevamente la efectividad del método de escalamiento local para mejorar el ajuste de las simulaciones históricas respecto de las observaciones

Tabla 12 - Métricas estadísticas de evaluación de las series temporales (1950-2014) de promedios areales de temperatura media mensual de los modelos de alta resolución HighResMIP del CMIP6 (ver referencias en Tabla 5), y su ensamble multimodelo, en comparación con las series temporales de los promedios areales de las observaciones (CRU TS4.09) de igual período. La columna de la derecha presenta el RMSE* luego de aplicada la corrección de sesgos

Modelo	Correlación	MBE	RMSE	RMSE*
CMCC-CM2-VHR4	0.946	0.96	2.2	1.82
CNRM-CM6-1-HR	0.911	0.5	2.18	2.07
EC-Earth3P-HR	0.933	0.18	1.92	1.89
HadGEM3-GC31-HM	0.937	0.04	2.12	2.11
HiRAM-SIT-HR	0.908	2.04	3.22	2.19
Ensamble multimodelo	0.955	0.69	1.75	1.52

La corrección de sesgos constituye una metodología eficaz para reducir los errores sistemáticos de las simulaciones climáticas y mejorar su ajuste respecto de las observaciones. La Figura 56 presenta el ciclo anual de la temperatura media mensual promedio de la provincia de Santa Fe para el período 1985–2014, obtenido a partir de las observaciones de CRU TS 4.09 y de los ensambles multimodelo de media resolución CMIP6 (paneles a-b) y de alta resolución HighResMIP (paneles c-d). Los paneles izquierdos muestran las simulaciones originales, mientras que los paneles derechos presentan los resultados luego de aplicar la corrección de sesgos. En todos los casos, los modelos reproducen adecuadamente la forma del ciclo anual observado, capturando correctamente la evolución estacional de la temperatura media.

En los modelos CMIP6 de media resolución (paneles a-b), el ensamble multimodelo presenta una tendencia general a sobreestimar la temperatura media mensual, especialmente durante los meses cálidos. Por ejemplo, en enero y febrero las temperaturas simuladas del ensamble alcanzan 28.3 °C y 27.8 °C, respectivamente, frente a valores observados de 25.7 °C y 24.5 °C. Esta sobreestimación también se refleja en el amplio rango

intermodelos previo a la corrección, con diferencias cercanas a 6 °C entre algunos modelos durante el verano. Luego de aplicar la corrección de sesgos (panel b), el ensamble reproduce mucho mejor los valores observados y el rango intermodelos disminuye de manera marcada en todos los meses. La mejora es particularmente evidente en verano, donde las simulaciones corregidas se aproximan considerablemente a los valores observados y el rango de incertidumbre se reduce de forma sustancial. Esto es consistente con la reducción del RMSE del ensamble multimodelo desde 2.13 °C hasta 1.36 °C (Tabla 11).

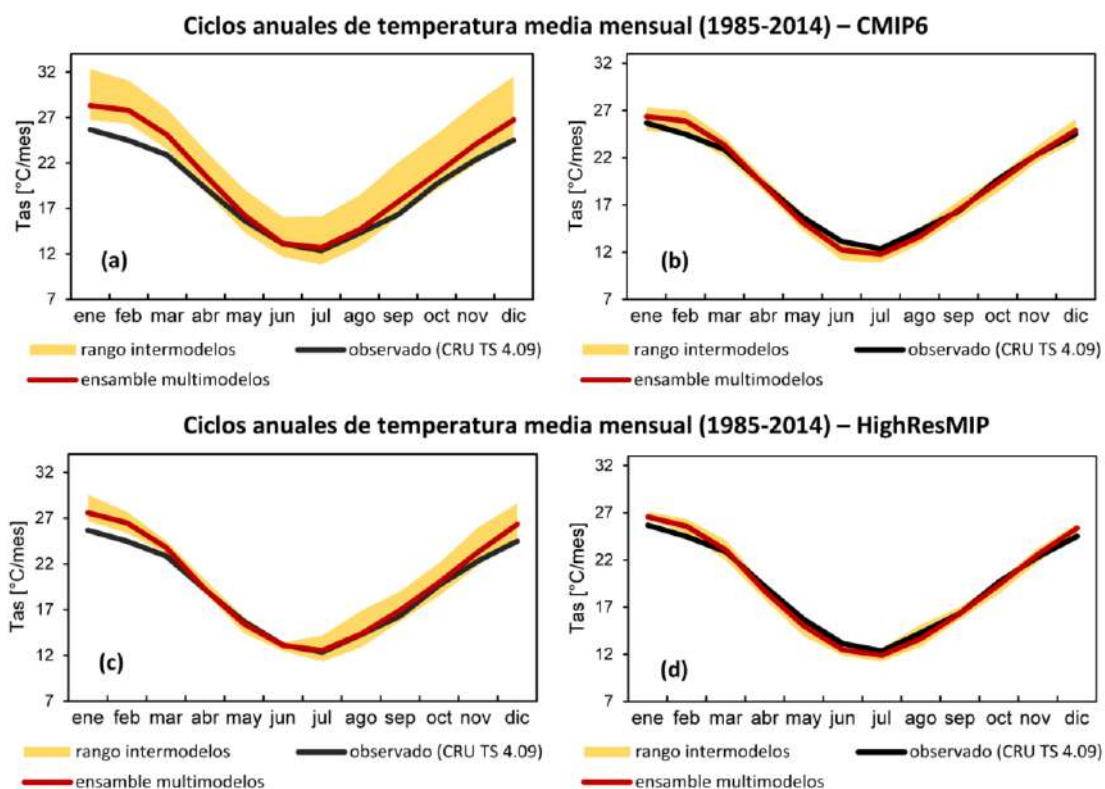


Figura 56: Ciclos anuales de la temperatura media mensual (1985–2014) promedio de la provincia de Santa Fe, obtenidos a partir de las observaciones de CRU TS 4.09 y de los ensambles multimodelo CMIP6 de media resolución (paneles a-b) y HighResMIP de alta resolución (paneles c-d). Los paneles (a) y (c) presentan las simulaciones originales, mientras que los paneles (b) y (d) muestran las simulaciones luego de aplicar la corrección de sesgos. Las líneas representan el ensamble multimodelo y las áreas sombreadas indican el rango intermodelos.

Los modelos HighResMIP (paneles c-d) también representan adecuadamente el ciclo anual de temperatura, aunque muestran inicialmente menores sesgos y un rango intermodelos más acotado que los modelos de media resolución. En los meses estivales, por ejemplo, el rango intermodelos sin corrección es cercano a 3 °C, aproximadamente la mitad del observado en el conjunto CMIP6 de media resolución. Asimismo, el ensamble multimodelo reproduce con mayor precisión los valores observados desde el inicio, particularmente durante otoño e invierno, lo que indica una simulación más consistente entre modelos. La aplicación de la corrección de sesgos mejora aún más el ajuste respecto de las observaciones y reduce adicionalmente la dispersión intermodelos (panel d), aunque las mejoras son más moderadas debido al buen desempeño inicial de este conjunto. En consecuencia, el RMSE del ensamble disminuye desde 1.75 °C hasta 1.52 °C (Tabla 12). En conjunto, los resultados muestran que ambos conjuntos de modelos representan

satisfactoriamente el ciclo anual de temperatura media en la región, mientras que la corrección de sesgos permite reducir tanto los errores sistemáticos como la incertidumbre asociada a la dispersión entre modelos.

7.2 Habilidad de los GCMs para simular la precipitación

En esta sección se presentan las métricas estadísticas de evaluación de la precipitación mensual correspondientes a las simulaciones históricas de los modelos climáticos CMIP6 de media resolución incluidos en la Tabla 4, así como de su ensamble multimodelo. Los resultados se muestran en la Tabla 13. En comparación con la temperatura media, las métricas de desempeño para precipitación son considerablemente inferiores, lo cual es esperable debido a la naturaleza más compleja de esta variable. Mientras que la temperatura responde principalmente a balances termodinámicos de gran escala, la precipitación depende en gran medida de parametrizaciones físicas asociadas a procesos convectivos y microfísicos que ocurren a escalas espaciales menores que las resueltas explícitamente por los GCMs. Además, la precipitación presenta una elevada variabilidad espacial y temporal, lo que incrementa la dificultad de reproducir adecuadamente tanto su magnitud como su distribución temporal.

La correlación de Pearson entre las series mensuales simuladas y las observaciones de CRU TS 4.09 muestra valores moderados, comprendidos entre 0.44 y 0.70 para los modelos individuales, mientras que el ensamble multimodelo alcanza una correlación de 0.709, reflejando nuevamente la ventaja de combinar múltiples modelos para representar la variabilidad climática regional. Los modelos CESM2, MIROC6 y ACCESS-ESM1-5 presentan las correlaciones más elevadas, mientras que NorESM2-MM exhibe el menor desempeño relativo.

Los errores sistemáticos muestran tanto sobreestimaciones como subestimaciones de la precipitación mensual media, con valores de MBE que oscilan entre +27.73 mm y -30.02 mm según el modelo considerado. HAdGEM-GC31-MM presenta la mayor sobreestimación, mientras que MIROC6 y FGOALS-f3-L muestran las mayores subestimaciones. En contraste, el ensamble multimodelo reduce considerablemente estos sesgos, alcanzando un MBE de -9.34 mm y un RMSE de 38.93 mm, valores significativamente menores que los de varios modelos individuales. Esto evidencia que el promedio multimodelo tiende a compensar parcialmente los errores sistemáticos de cada simulación individual.

La aplicación del método de corrección de sesgos reduce el RMSE en prácticamente todos los modelos, particularmente en aquellos con mayores errores sistemáticos. Por ejemplo, el RMSE de HAdGEM-GC31-MM disminuye de 53.79 mm a 42.16 mm, mientras que en MIROC6 se reduce de 49.43 mm a 39.70 mm. Las mejoras son más moderadas en aquellos modelos que inicialmente presentan menores sesgos medios. En el caso del ensamble multimodelo, debido a su bajo MBE relativo, la reducción del RMSE es menor, pasando de 38.93 mm a 37.18 mm luego de la corrección. En conjunto, estos resultados muestran que, aunque la simulación de la precipitación representa un desafío considerablemente mayor que la de la temperatura, los modelos CMIP6 logran reproducir

razonablemente la variabilidad mensual regional, especialmente cuando se emplean ensambles multimodelo y técnicas de corrección de sesgo.

Tabla 13- Métricas estadísticas de evaluación de las series temporales (1950-2014) de los promedios areales de precipitación mensual de los modelos de media resolución CMIP6 (ver referencias en Tabla 4), y su ensamble multimodelo, en comparación con las series temporales de igual período de los promedios areales de las observaciones (CRU TS4.09). La columna de la derecha presenta el RMSE* luego de aplicada la corrección de sesgos.

Modelos	correlación	MBE	RMSE	RMSE*
ACCESS-CM2	0.582	10.32	46.06	43.58
ACCESS-ESM1-5	0.661	-4.32	39.8	39.4
BCC-CSM2-MR	0.573	-24.48	49.62	43.26
CESM2	0.695	-18.15	41.79	39.26
EC-Earth3	0.568	14.07	45.31	43.21
FGOALS-f3-L	0.622	-29.75	50.74	47.05
FIO-ESM2-2-0	0.653	-11.19	42.52	43.32
HAdGEM-GC31-MM	0.607	27.73	53.79	42.16
MIROC6	0.674	-30.02	49.43	39.7
MPI-ESM1-2-HR	0.602	5.45	42.33	42.17
MRI-ESM2.0	0.533	-24.95	51.17	44.43
NorESM2-MM	0.444	-26.81	54.24	50.36
Ensamble multimodelo	0.709	-9.34	38.93	37.18

Un análisis similar al anterior se realizó para los modelos climáticos de alta resolución HighResMIP y para su ensamble multimodelo. Los resultados se presentan en la Tabla 14. Las correlaciones de Pearson entre las series mensuales simuladas y las observaciones de CRU TS 4.09 adquieren valores moderados, entre 0.36 y 0.55, para los modelos individuales. El ensamble multimodelo mejora la representación de la variabilidad temporal mensual, alcanzando una correlación de 0.646, superior a la de todos los modelos individuales.

En comparación con los modelos CMIP6 de media resolución, los modelos HighResMIP no presentan una mejora sistemática en las métricas estadísticas regionales de precipitación mensual. Las correlaciones promedio son, en general, algo menores y varios modelos mantienen valores elevados de RMSE. Este comportamiento contrasta con lo observado para la temperatura y refleja la mayor complejidad inherente a la simulación de la precipitación. En particular, el aumento de la resolución espacial permite representar con mayor detalle procesos regionales y sistemas convectivos, pero también incrementa la variabilidad espacial y temporal simulada. Como consecuencia, las mejoras asociadas a la mayor resolución no necesariamente se reflejan en métricas calculadas sobre promedios areales mensuales, aunque sí pueden resultar relevantes para la representación de eventos intensos y patrones espaciales de precipitación.

Los errores sistemáticos muestran tanto sobreestimaciones como subestimaciones de la precipitación mensual media. CMCC-CM2-VHR4 y HadGEM3-GC31-HM presentan las

mayores sobreestimaciones, con valores de MBE de +20.15 mm y +18.10 mm, respectivamente, mientras que CNRM-CM6-1-HR exhibe la mayor subestimación, con un MBE de -33.83 mm. El modelo HiRAM-SIT-HR presenta el menor RMSE entre los modelos individuales (51.11 mm), aunque con una subestimación moderada de la precipitación. Por su parte, el ensamble multimodelo reduce considerablemente los errores sistemáticos individuales y alcanza un MBE de -1.28 mm y un RMSE de 40.51 mm, evidenciando nuevamente el beneficio del promedio multimodelo para reducir sesgos compensando errores de signo opuesto entre simulaciones.

La aplicación del método de corrección de sesgos produce mejoras variables según el modelo considerado. En algunos casos, particularmente aquellos con sesgos medios elevados, el RMSE disminuye de manera apreciable, como ocurre en CMCC-CM2-VHR4 y HadGEM3-GC31-HM. Sin embargo, en otros modelos las mejoras son reducidas o incluso el RMSE aumenta ligeramente luego de la corrección, como en CNRM-CM6-1-HR y HiRAM-SIT-HR. Esto se debe a que el método de escalamiento corrige principalmente errores sistemáticos medios, pero no necesariamente mejora la representación de la variabilidad temporal de la precipitación. En el caso del ensamble multimodelo, el MBE inicial ya es muy bajo (-1.28 mm), por lo que la corrección no produce cambios significativos y el RMSE permanece prácticamente constante (40.51 mm y 40.59 mm antes y después de la corrección, respectivamente).

Tabla 14 - Métricas estadísticas de evaluación de las series temporales (1950-2014) de promedios areales de precipitación mensual de los modelos de alta resolución HighResMIP del CMIP6 (ver referencias en Tabla 5) y su ensamble multimodelo, en comparación con las series temporales de los promedios areales de las observaciones (CRU TS4.09) de igual período. La columna de la derecha presenta el RMSE* luego de aplicada la corrección de sesgos

Modelo	Correlación	MBE	RMSE	RMSE*
CMCC-CM2-VHR4	0.546	20.15	63.75	52.03
CNRM-CM6-1-HR	0.493	-33.83	58.68	62.48
EC-Earth3P-HR	0.36	3.46	56.04	55.07
HadGEM3-GC31-HM	0.452	18.1	62.8	53.89
HiRAM-SIT-HR	0.542	-14.33	51.11	54.46
Ensamble multimodelo	0.646	-1.28	40.51	40.59

La Figura 57 presenta el ciclo anual de la precipitación mensual media correspondiente al período 1985–2014 en la provincia de Santa Fe, obtenido a partir de las observaciones de CRU TS 4.09 y de los ensambles multimodelo de media resolución CMIP6 (paneles a-b) y de alta resolución HighResMIP (paneles c-d). Los paneles izquierdos muestran las simulaciones originales, mientras que los paneles derechos presentan los resultados luego de aplicar la corrección de sesgos. En términos generales, ambos conjuntos de modelos logran reproducir adecuadamente la forma del ciclo anual observado, caracterizado por máximos de precipitación durante primavera-verano y mínimos durante invierno. Sin embargo, se observan diferencias importantes en la magnitud simulada y en la dispersión intermodelos.

En los modelos CMIP6 de media resolución (paneles a-b), el ensamble multimodelo reproduce razonablemente el comportamiento estacional de la precipitación, aunque presenta una subestimación marcada durante los meses de mayor precipitación, especialmente en verano y comienzos de otoño. Por ejemplo, en marzo el ensamble simula aproximadamente 101 mm frente a valores observados cercanos a 141 mm, mientras que en diciembre reproduce alrededor de 113 mm frente a más de 132 mm observados. En contraste, durante el invierno las simulaciones muestran un ajuste más cercano a las observaciones e incluso una leve sobreestimación en algunos meses. El rango intermodelos previo a la corrección es amplio, particularmente en los meses húmedos, donde algunos modelos simulan precipitaciones superiores a 180 mm mensuales, reflejando una elevada incertidumbre en la representación de la precipitación regional.

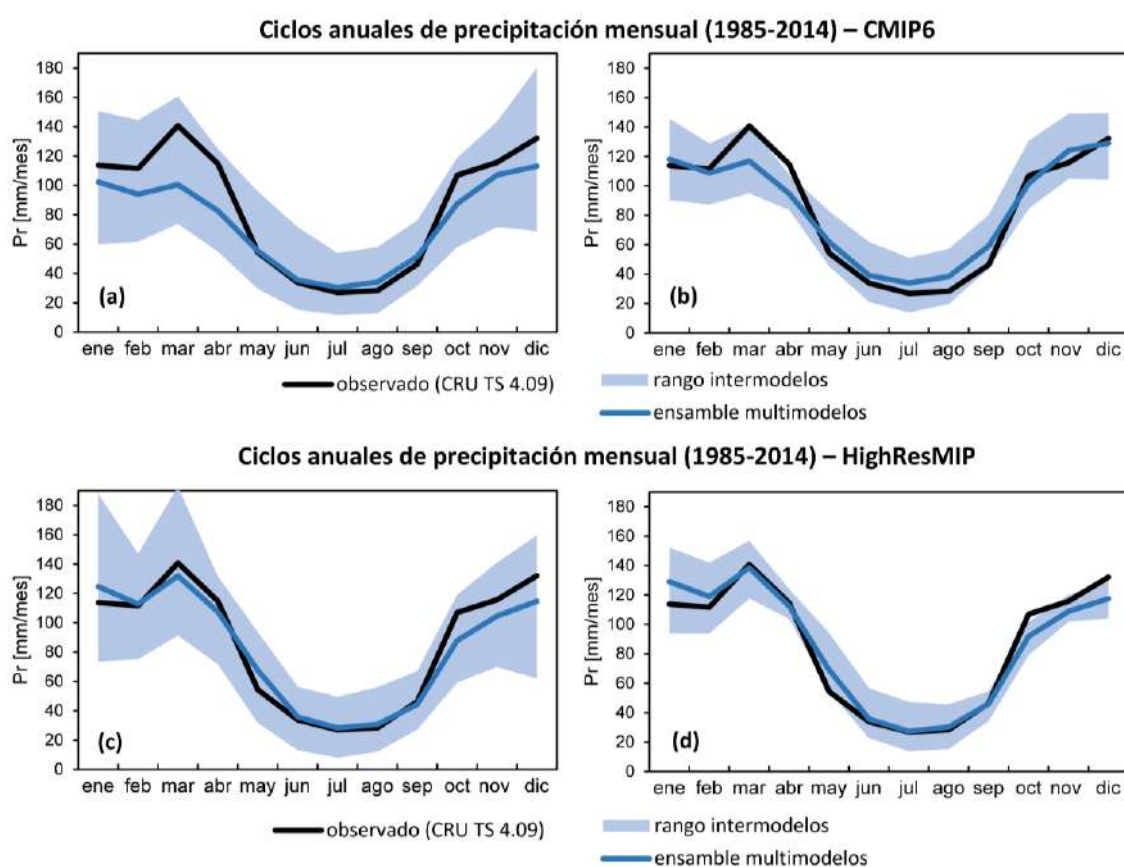


Figura 57: Ciclos anuales de la precipitación mensual (1985–2014) promedio de la provincia de Santa Fe, obtenidos a partir de las observaciones de CRU TS 4.09 y de los ensambles multimodelo CMIP6 de media resolución (paneles a-b) y HighResMIP de alta resolución (paneles c-d). Los paneles (a) y (c) presentan las simulaciones originales, mientras que los paneles (b) y (d) muestran las simulaciones luego de aplicar la corrección de sesgos. Las líneas representan el ensamble multimodelo y las áreas sombreadas indican el rango intermodelos.

La aplicación de la corrección de sesgos (panel b) mejora parcialmente la magnitud del ciclo anual simulado, especialmente durante los meses húmedos, donde el ensamble corregido se aproxima más a las observaciones. No obstante, las mejoras en términos de RMSE son relativamente moderadas, en concordancia con los resultados mostrados en la Tabla 13. Aun así, la corrección produce una reducción muy importante del rango

intermodelos, particularmente en primavera y verano, lo que indica una disminución significativa de la incertidumbre asociada a las simulaciones.

En el caso de los modelos HighResMIP (paneles c-d), el ensamble multimodelo representa con mayor precisión la precipitación de los meses húmedos respecto del conjunto CMIP6 de media resolución. En verano, por ejemplo, las precipitaciones simuladas se aproximan más a los valores observados y reproducen mejor la amplitud estacional del ciclo anual. Sin embargo, el rango intermodelos inicial es considerablemente mayor, especialmente durante los meses de máximas precipitaciones, donde algunos modelos superan ampliamente los valores observados. Esto evidencia una mayor dispersión entre simulaciones y, por lo tanto, una incertidumbre más elevada en la representación de la precipitación mensual regional.

Luego de aplicar la corrección de sesgos (panel d), el rango intermodelos disminuye notablemente en casi todos los meses, especialmente durante la primavera y el verano, mejorando la consistencia entre modelos. Sin embargo, al igual que en los modelos de media resolución, las mejoras en el ajuste del ensamble respecto del ciclo anual observado son relativamente moderadas. Esto sugiere que el método de escalamiento local resulta efectivo para reducir errores sistemáticos medios y disminuir la dispersión intermodelos, aunque no corrige completamente las diferencias asociadas a la variabilidad temporal y a la representación física de los procesos de la precipitación. En conjunto, los resultados muestran que los modelos de alta resolución tienden a representar mejor la magnitud del ciclo anual de precipitación, aunque con una incertidumbre inicial mayor que la observada en los modelos CMIP6 de media resolución.

7.3 Cambios proyectados en la temperatura media

La Figura 58 presenta la distribución espacial de los cambios proyectados en la temperatura media anual (°C) respecto del período de referencia 1995–2014, estimados mediante el ensamble multimodelo CMIP6 de media resolución para los escenarios SSP1-2.6, SSP2-4.5 y SSP5-8.5, y para los horizontes temporales 2031–2050, 2051–2070 y 2081–2100. En todos los escenarios y períodos se observa un aumento generalizado de la temperatura en toda la provincia de Santa Fe, con una magnitud que se incrementa progresivamente hacia fines de siglo y bajo escenarios de mayores emisiones. Asimismo, los resultados muestran un patrón espacial relativamente homogéneo, aunque con una tendencia a mayores incrementos térmicos hacia el norte y el noreste de la provincia, especialmente en los escenarios de emisiones intermedias y altas.

Durante el período cercano (2031–2050), los cambios proyectados son moderados y las diferencias entre escenarios aún son relativamente reducidas. En el SSP1-2.6, asociado a un desarrollo sostenible y a políticas de mitigación que limitan las emisiones de gases de efecto invernadero, el incremento proyectado de la temperatura media anual varía aproximadamente entre 0.6 y 0.9 °C. Bajo el escenario SSP2-4.5, que representa un desarrollo intermedio y una estabilización parcial de las emisiones, los aumentos son levemente superiores y alcanzan valores cercanos a 1 °C en amplios sectores de la provincia. Por su parte, el escenario SSP5-8.5, basado en un desarrollo intensivo en

combustibles fósiles y altas emisiones de GEI, muestra un calentamiento más intenso y espacialmente más extendido, con aumentos superiores a 1 °C en gran parte del territorio provincial. En este horizonte temporal cercano, las diferencias entre escenarios responden principalmente a la inercia del sistema climático y al efecto del calentamiento ya comprometido por las emisiones pasadas.

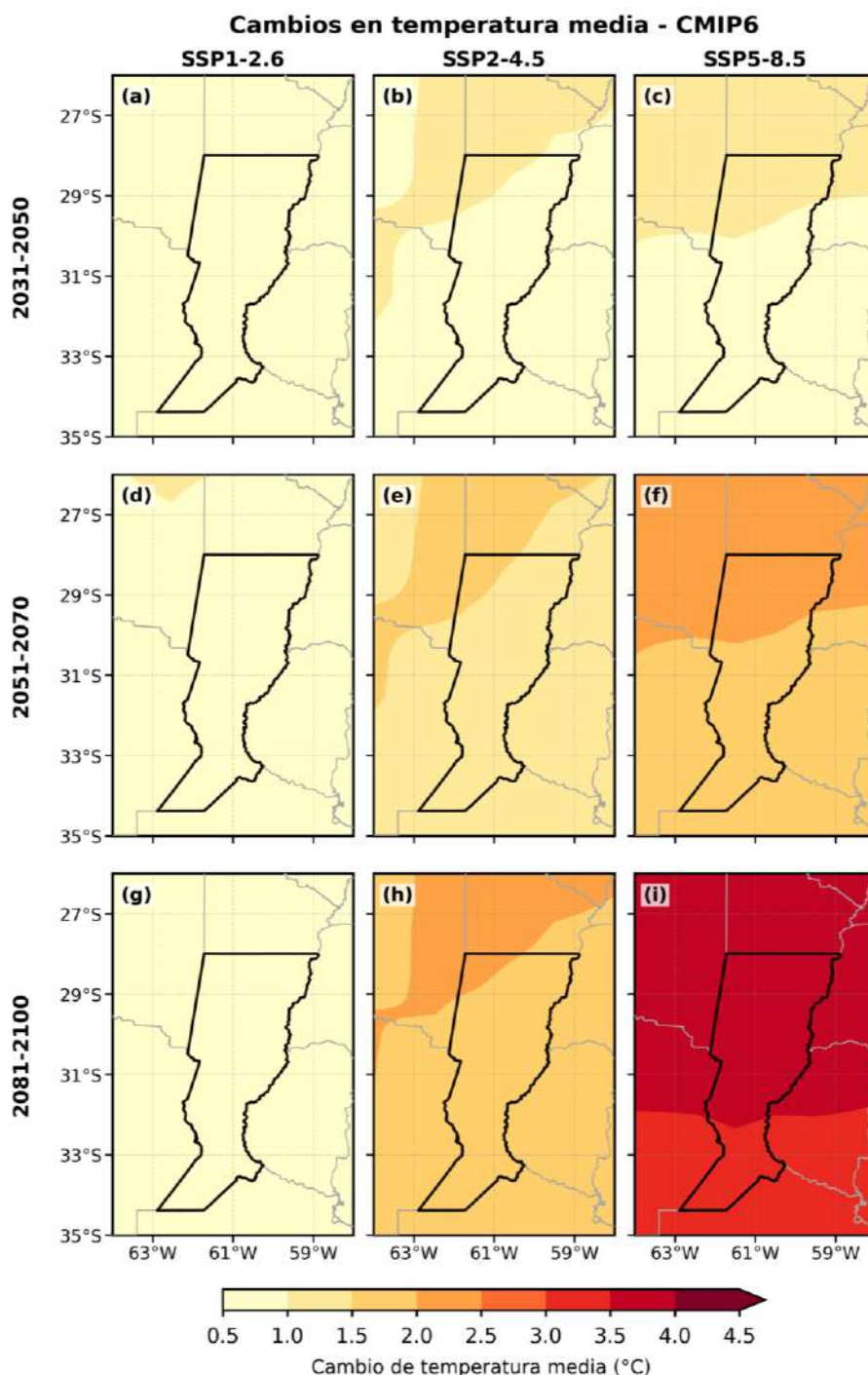


Figura 58: Distribución espacial de los cambios proyectados en la temperatura media anual (°C) respecto del período de referencia 1995–2014, obtenidos a partir del ensamble multimodelo CMIP6 de media resolución para los escenarios SSP1-2.6, SSP2-4.5 y SSP5-8.5. Las filas representan los horizontes temporales 2031–2050, 2051–2070 y 2081–2100, mientras que las columnas corresponden a los distintos escenarios.

Hacia mediados de siglo (2051–2070), las diferencias entre escenarios se vuelven considerablemente más marcadas, reflejando el efecto acumulado de las trayectorias divergentes de emisiones. En el escenario SSP1-2.6, el calentamiento tiende a estabilizarse y permanece generalmente por debajo de 1 °C en gran parte de la provincia, coherente con un contexto de mitigación climática sostenida. En contraste, el escenario SSP2-4.5 presenta aumentos del orden de 1.2–1.7 °C, con máximos localizados hacia el norte provincial. El SSP5-8.5 evidencia un calentamiento claramente más intenso, superando los 2 °C en gran parte del territorio santafesino. En este período intermedio comienza a observarse una señal climática más robusta y diferenciada entre escenarios, con un incremento sistemático de la temperatura tanto en magnitud como en extensión espacial bajo mayores niveles de forzamiento radiativo.

Para fines de siglo (2081–2100), las proyecciones muestran una divergencia muy marcada entre escenarios, asociada directamente a las diferencias en las trayectorias futuras de emisiones de GEI. Bajo SSP1-2.6, el calentamiento permanece relativamente estabilizado, con aumentos cercanos a 0.8–1 °C respecto del período de referencia, lo que indica una fuerte limitación del calentamiento regional en un contexto de mitigación global efectiva. En SSP2-4.5, el incremento proyectado alcanza aproximadamente entre 1.7 y 2.2 °C, consolidando un escenario de calentamiento moderado pero persistente. Finalmente, el escenario SSP5-8.5 presenta el cambio más intenso, con aumentos superiores a 3 °C y máximos cercanos a 4 °C en sectores del norte y noreste provincial. Estos resultados indican que, bajo escenarios de altas emisiones, la provincia de Santa Fe experimentaría un calentamiento muy significativo hacia finales del siglo XXI, con potenciales impactos relevantes sobre los sistemas productivos, la demanda hídrica, la salud y la ocurrencia de eventos extremos asociados a altas temperaturas.

La Figura 59 presenta los cambios proyectados en la temperatura media anual para el período 2031–2050 respecto de 1995–2014, estimados a partir del ensamble multimodelo de alta resolución HighResMIP bajo el escenario *highres-future*. Los resultados muestran un calentamiento generalizado en toda la provincia de Santa Fe, con incrementos que varían aproximadamente entre 1.1 y 1.6 °C, y un valor medio cercano a 1.4 °C. En términos espaciales, el aumento de temperatura es relativamente homogéneo, aunque se observan valores algo mayores hacia sectores del norte y noreste de la zona de estudio. En comparación con las proyecciones CMIP6 de media resolución para el mismo horizonte temporal, HighResMIP muestra un incremento térmico algo más elevado, especialmente respecto de los escenarios SSP1-2.6 y SSP2-4.5, lo que sugiere una señal de calentamiento robusta para las próximas décadas aun en el período cercano.

Cambio en temperatura media - HighResMIP

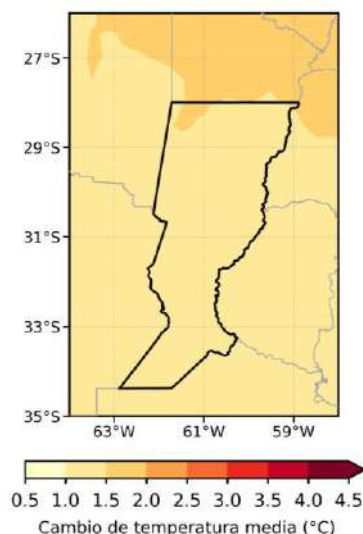


Figura 59: Distribución espacial de los cambios proyectados en la temperatura media anual (°C) para el período 2031–2050 respecto del período de referencia 1995–2014, obtenidos a partir del ensamble multimodelo de alta resolución HighResMIP bajo el escenario highres-future.

La Figura 60 presenta la evolución temporal de la temperatura media anual (°C) en la provincia de Santa Fe a partir de la serie observada CRU TS 4.09 y de distintos ensambles multimodelos con corrección de sesgos mediante el método de escalamiento local. Los paneles (a–c) corresponden a los ensambles CMIP6 de resolución estándar bajo los escenarios SSP1-2.6, SSP2-4.5 y SSP5-8.5, respectivamente, mientras que el panel (d) muestra el ensamble de alta resolución HighResMIP bajo el escenario *highres-future*. En todos los casos, las líneas representan el promedio multimodelo y las áreas sombreadas indican el rango intermodelo, utilizado como medida de la dispersión e incertidumbre entre las simulaciones.

Durante el período histórico, tanto los ensambles CMIP6 como HighResMIP reproducen adecuadamente la evolución observada de la temperatura media anual, capturando la tendencia de calentamiento registrada desde mediados del siglo XX y representando razonablemente la variabilidad interanual. Los valores medios simulados se mantienen muy próximos a la serie observada luego de la corrección de sesgos aplicada, con diferencias relativamente pequeñas entre modelos. En el caso de HighResMIP, la variabilidad interanual aparece algo más acentuada, asociada tanto a la mayor resolución espacial de las simulaciones como a la ausencia de ensambles multiembro para cada modelo.

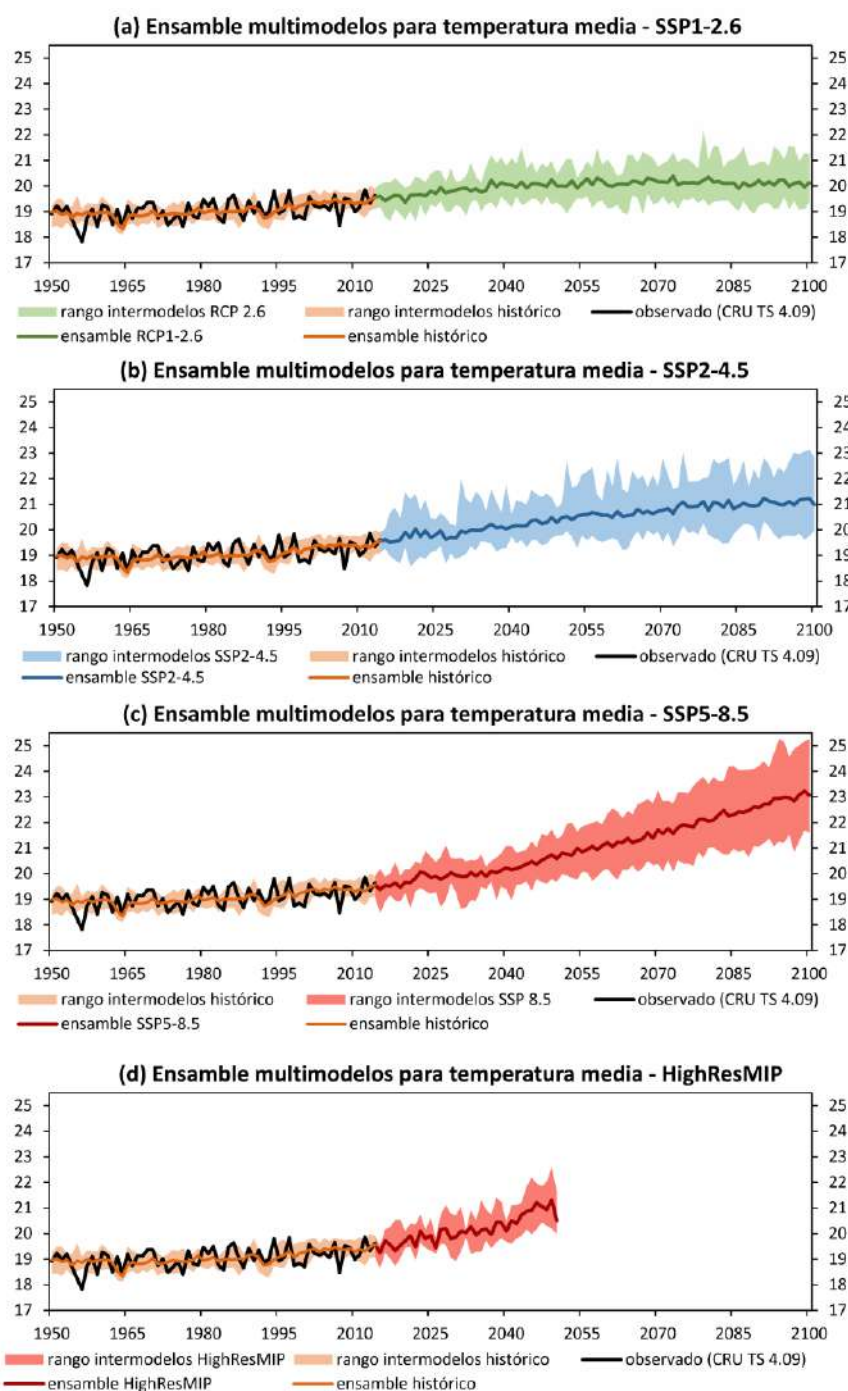


Figura 60: Evolución temporal de la temperatura media anual (°C) observada a partir de la base de datos CRU TS 4.09 y simulada por los ensambles multimodelos con corrección de sesgos mediante el método de escalamiento local. Las líneas negras representan la serie observada y las líneas de color representan el promedio de los ensambles multimodelos. Las áreas sombreadas indican el rango intermodelo. Los paneles (a), (b) y (c) corresponden a los ensambles CMIP6 de resolución media para los escenarios SSP1-2.6, SSP2-4.5 y SSP5-8.5, respectivamente, mientras que el panel (d) corresponde al ensamble de alta resolución HighResMIP bajo el escenario highres-future. El período histórico abarca 1950–2014 y las proyecciones futuras corresponden a 2015–2100 para los escenarios SSP y a 2015–2050 para HighResMIP.

Hacia el futuro, todos los escenarios proyectan un aumento sostenido de la temperatura media anual en la región, aunque con magnitudes marcadamente diferentes según el nivel de emisiones considerado. El escenario SSP1-2.6 (Figura 60a) presenta el calentamiento más moderado. El promedio multimodelo alcanza aproximadamente 20.0 °C hacia 2050 y luego muestra una tendencia relativamente estable hacia fines de siglo, con valores cercanos a 20.1 °C en 2100. Esto representa un incremento aproximado de 0.8–1 °C respecto del clima reciente. Además, el rango intermodelo permanece relativamente acotado durante todo el período futuro, indicando una señal de calentamiento consistente entre los distintos modelos. Este comportamiento se asocia al carácter del escenario SSP1-2.6, el cual combina trayectorias de desarrollo sostenible con fuertes medidas de mitigación de emisiones de gases de efecto invernadero, favoreciendo una estabilización relativa del forzamiento radiativo y, en consecuencia, del aumento de temperatura hacia fines del siglo XXI.

En el escenario SSP2-4.5 (Figura 60b), el aumento proyectado es más pronunciado y persistente a lo largo del siglo XXI. El ensamble multimodelo alcanza aproximadamente 20.5 °C hacia 2050 y cerca de 21.0 °C hacia 2100, reflejando un calentamiento del orden de 1.3–1.8 °C respecto del período de referencia reciente. En este caso, el rango intermodelos se incrementa progresivamente con el tiempo, especialmente después de mediados de siglo, mostrando una incertidumbre creciente bajo un escenario de emisiones intermedias. La evolución térmica proyectada responde a las características del SSP2-4.5, asociado a un escenario de desarrollo intermedio y estabilización parcial de las emisiones de gases de efecto invernadero, donde las políticas de mitigación resultan más limitadas que en SSP1-2.6 y permiten un calentamiento sostenido durante todo el siglo.

El escenario SSP5-8.5 (Figura 60c) exhibe la señal de calentamiento más intensa y continua. El promedio multimodelo supera los 20.5 °C hacia 2050 y alcanza aproximadamente 23.1 °C hacia 2100, lo que implica un aumento superior a 3 °C respecto de las condiciones climáticas recientes. Además, el rango intermodelos se amplía notablemente hacia fines del siglo XXI, con algunos modelos proyectando temperaturas medias anuales cercanas a 25 °C. Aun así, todos los modelos coinciden en una marcada intensificación del calentamiento regional bajo este escenario de altas emisiones. Este comportamiento se encuentra asociado al escenario SSP5-8.5, el cual supone un desarrollo fuertemente dependiente de combustibles fósiles y elevadas emisiones de gases de efecto invernadero, generando un incremento continuo del forzamiento radiativo y una aceleración del calentamiento global hacia fines del siglo XXI.

Por su parte, el ensamble HighResMIP (Figura 60d) también proyecta un aumento robusto de la temperatura media anual hasta mediados del siglo XXI. El promedio multimodelo alcanza aproximadamente 20.5 °C hacia 2050, equivalente a un incremento cercano a 1.3–1.5 °C respecto del período histórico reciente. El rango intermodelos hacia mediados de siglo se mantiene entre aproximadamente 20.0 °C y 21.6 °C, indicando una dispersión moderada entre simulaciones. En comparación con los escenarios CMIP6, la proyección HighResMIP muestra una señal de calentamiento similar a la obtenida bajo SSP2-4.5 y SSP5-8.5 hacia mediados de siglo, aunque con una variabilidad interanual algo mayor.

En conjunto, las proyecciones muestran una señal consistente y robusta de incremento de la temperatura media anual en Santa Fe durante las próximas décadas. Si bien existe incertidumbre asociada a las diferencias entre modelos —particularmente bajo escenarios de mayores emisiones y hacia fines del siglo XXI— dicha incertidumbre no enmascara la clara tendencia de calentamiento regional proyectada por todos los ensambles climáticos analizados.

7.4 Cambios proyectados en la precipitación anual

La Figura 61 presenta la distribución espacial de los cambios proyectados en la precipitación media anual (mm) respecto del período de referencia 1995–2014, estimados mediante el ensamble multimodelo CMIP6 de resolución estándar para los escenarios SSP1-2.6, SSP2-4.5 y SSP5-8.5, y para los horizontes temporales 2031–2050, 2051–2070 y 2081–2100. Complementariamente, la Figura 62 muestra los mismos cambios expresados en términos porcentuales respecto de la climatología histórica. En general, las proyecciones indican una tendencia hacia el aumento de las precipitaciones medias anuales en gran parte de la provincia de Santa Fe, aunque con diferencias importantes entre escenarios, períodos y sectores de la provincia. Asimismo, se observa que los mayores incrementos tienden a concentrarse hacia el norte y noreste provincial, especialmente bajo escenarios de mayores emisiones y hacia fines del siglo XXI.

Durante el período cercano (2031–2050), las proyecciones muestran cambios relativamente moderados y una señal espacial todavía heterogénea entre escenarios. Bajo SSP1-2.6 (Figuras 61a y 62a), asociado a trayectorias de desarrollo sostenible y fuertes medidas de mitigación de emisiones de gases de efecto invernadero, predominan aumentos leves de precipitación en gran parte de la provincia, generalmente inferiores a 50 mm y cercanos a 5 % respecto del período de referencia. El incremento medio provincial es del orden de 18 mm. En contraste, el escenario SSP2-4.5 (Figuras 61b y 62b), representativo de un desarrollo intermedio y estabilización parcial de las emisiones, presenta una señal cercana a neutra e incluso levemente negativa en algunos sectores, particularmente hacia el oeste y centro provincial, con una variación media cercana a –5 mm. Por su parte, el escenario SSP5-8.5 (Figuras 61c y 62c), asociado a altas emisiones y fuerte dependencia de combustibles fósiles, muestra aumentos más notorios y espacialmente más extensos, con incrementos medios cercanos a 44 mm y anomalías positivas superiores a 10 % en sectores del noreste provincial. En este horizonte cercano, las diferencias entre escenarios aún permanecen relativamente acotadas debido a la inercia del sistema climático y al calentamiento ya comprometido por emisiones pasadas.

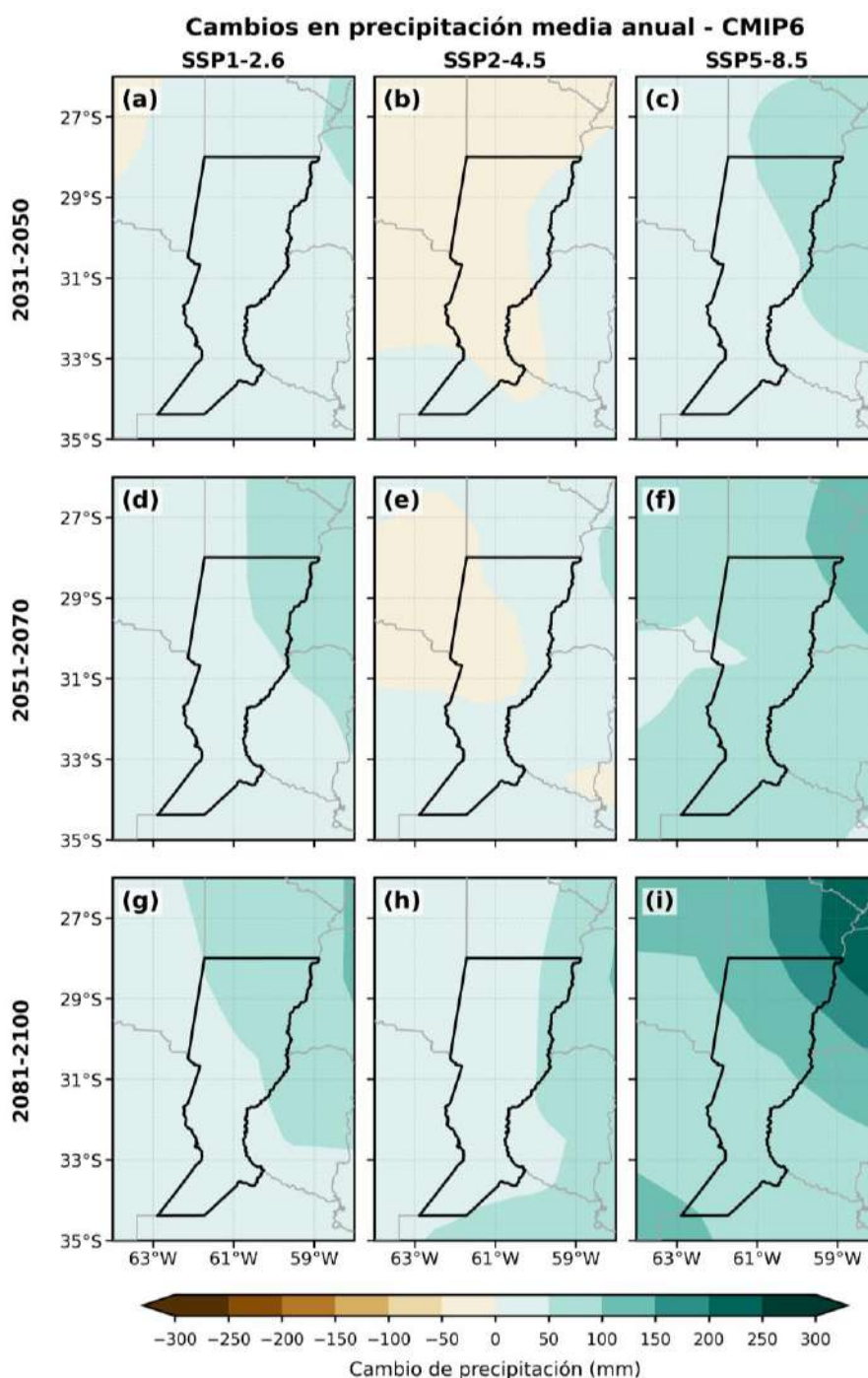


Figura 61: Distribución espacial de los cambios proyectados en la precipitación anual (mm) respecto del período de referencia 1995–2014, obtenidos a partir del ensamble multimodelo CMIP6 de resolución estándar para los escenarios SSP1-2.6, SSP2-4.5 y SSP5-8.5. Las filas representan los horizontes temporales 2031–2050, 2051–2070 y 2081–2100, mientras que las columnas corresponden a los distintos escenarios.

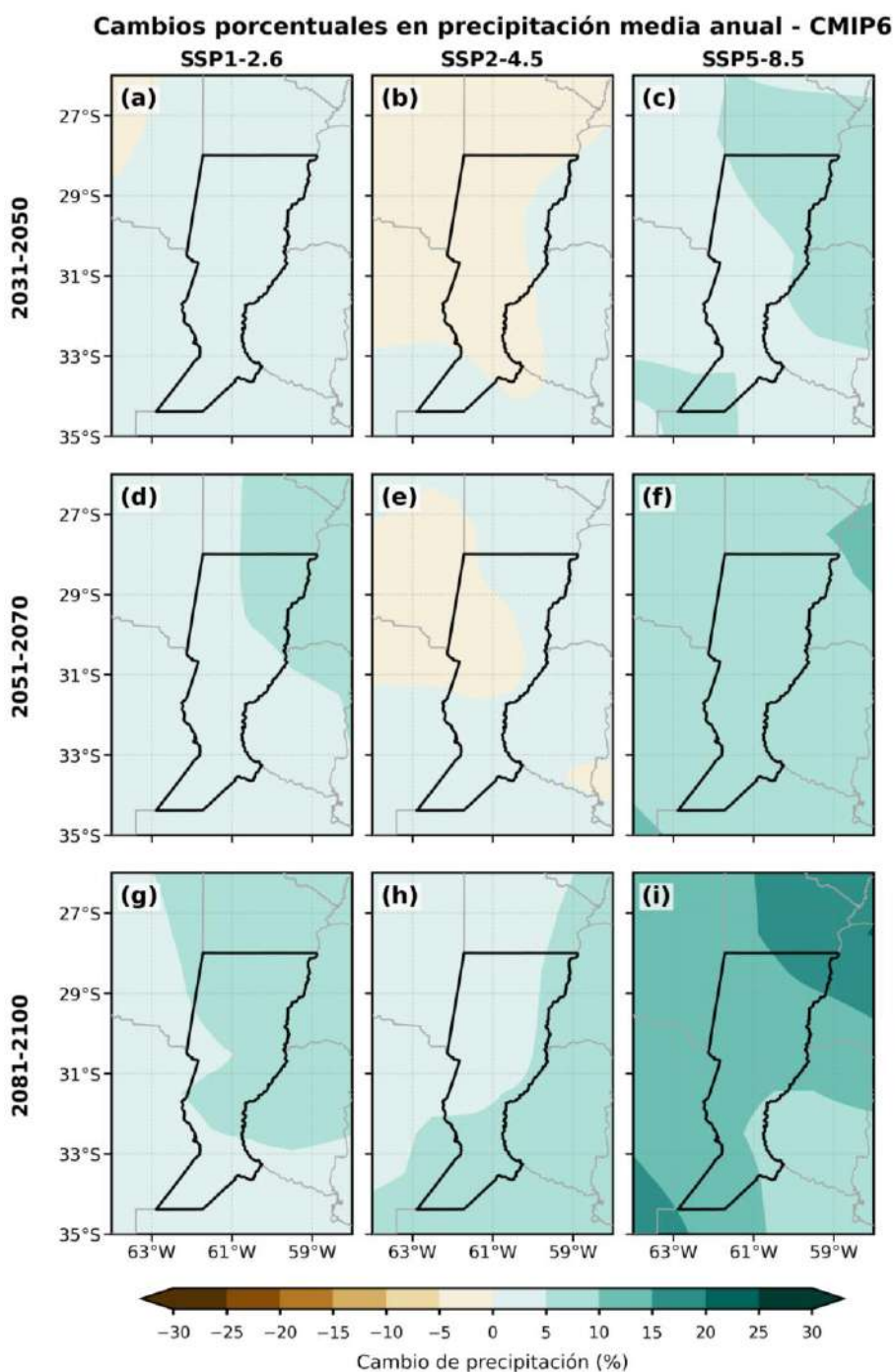


Figura 62: Distribución espacial de los cambios proyectados en la precipitación anual (%) respecto del período de referencia 1995–2014, obtenidos a partir del ensamble multimodelo CMIP6 de resolución estándar para los escenarios SSP1-2.6, SSP2-4.5 y SSP5-8.5. Las filas representan los horizontes temporales 2031–2050, 2051–2070 y 2081–2100, mientras que las columnas corresponden a los distintos escenarios.

Hacia mediados de siglo (2051–2070), las diferencias entre escenarios se vuelven más evidentes y espacialmente más organizadas. En SSP1-2.6 (Figuras 61d y 62d), los aumentos de precipitación continúan siendo moderados, con incrementos medios del orden de 36 mm y cambios porcentuales generalmente inferiores a 10 %. La señal espacial muestra mayores aumentos hacia el este y noreste provincial, mientras que el centro-oeste

mantiene variaciones relativamente pequeñas. Bajo SSP2-4.5 (Figuras 61e y 62e), la precipitación presenta una respuesta todavía moderada y heterogénea, con aumentos medios cercanos a 8 mm y coexistencia de áreas con leves incrementos y disminuciones. En contraste, el escenario SSP5-8.5 (Figuras 61f y 62f) evidencia una intensificación mucho más clara de la señal húmeda, con aumentos medios cercanos a 66 mm y anomalías positivas superiores a 10–15 % en amplios sectores del norte y noreste provincial. En este horizonte temporal comienza a emerger una señal climática más robusta y diferenciada entre escenarios, particularmente bajo mayores niveles de forzamiento radiativo.

Para fines de siglo (2081–2100), las diferencias entre escenarios se vuelven marcadamente más pronunciadas. Bajo SSP1-2.6 (Figuras 61g y 62g), los cambios permanecen relativamente moderados y espacialmente homogéneos, con aumentos medios cercanos a 50 mm y anomalías porcentuales generalmente inferiores a 10 %, coherentes con un contexto de mitigación climática efectiva y estabilización parcial del sistema climático. En SSP2-4.5 (Figuras 61h y 62h), el aumento proyectado se intensifica levemente respecto de períodos previos, alcanzando aproximadamente 40 mm en promedio provincial y anomalías positivas moderadas, principalmente hacia el este provincial. Finalmente, el escenario SSP5-8.5 (Figuras 61i y 62i) presenta la señal más intensa y espacialmente organizada de incremento de precipitación, con aumentos medios superiores a 110 mm y máximos locales que superan los 200–250 mm en sectores del noreste provincial. En términos porcentuales, las anomalías positivas superan ampliamente el 20 % en varias áreas de la provincia. Estos resultados sugieren que, bajo escenarios de altas emisiones, Santa Fe podría experimentar una intensificación significativa del ciclo hidrológico hacia finales del siglo XXI, con potenciales impactos sobre la ocurrencia de eventos extremos de precipitación, inundaciones, excedentes hídricos y procesos de erosión y escurrimiento superficial.

Por su parte, las simulaciones HighResMIP para el período 2031–2050 (Figura 63) muestran una señal consistente de aumento de la precipitación media anual, tanto en términos absolutos como porcentuales. Los incrementos medios provinciales son cercanos a 50 mm y aproximadamente 5–10 %, respectivamente, con máximos localizados hacia el noreste provincial. En comparación con los ensambles CMIP6, las simulaciones de alta resolución presentan una mayor heterogeneidad espacial y estructuras regionales más definidas, aunque mantienen una señal general coherente con las proyecciones húmedas obtenidas bajo SSP1-2.6 y SSP5-8.5 para el mismo horizonte temporal.

En conjunto, las proyecciones indican una tendencia general hacia condiciones más húmedas en la provincia de Santa Fe durante el siglo XXI, especialmente bajo escenarios de mayores emisiones y hacia finales de siglo. Sin embargo, la magnitud y distribución espacial de estos cambios presentan una mayor heterogeneidad e incertidumbre que las proyecciones de temperatura, particularmente en los escenarios intermedios y en el corto plazo. Aun así, los resultados muestran una señal relativamente consistente de incremento de la precipitación en el norte y noreste provincial, sugiriendo una posible intensificación futura del ciclo hidrológico regional.

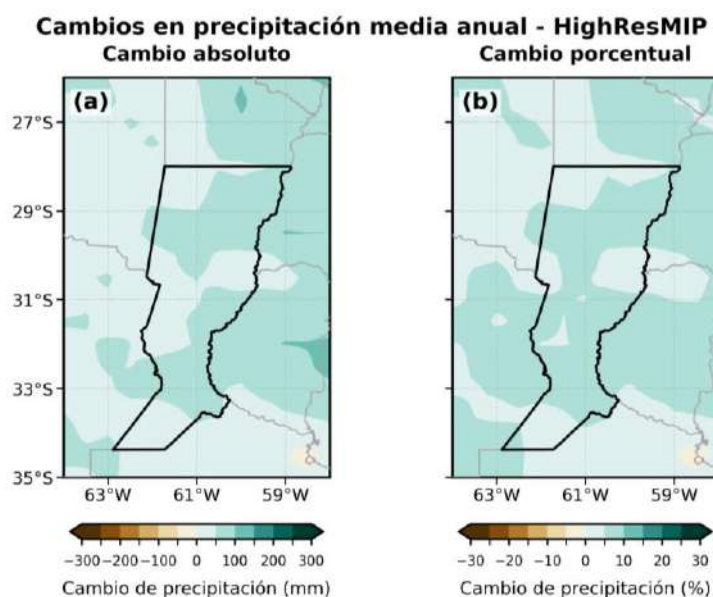


Figura 63: Distribución espacial de los cambios proyectados en la precipitación anual respecto del período de referencia 1995–2014, obtenidos a partir del ensamble multimodelo de alta resolución HighResMIP para el período 2031–2050. El panel (a) muestra los cambios absolutos expresados en mm y el panel (b) los cambios relativos expresados en porcentaje (%).

La Figura 64 presenta la evolución temporal de la precipitación media anual (mm) en la provincia de Santa Fe a partir de la serie observada CRU TS 4.09 y de distintos ensambles multimodelos con corrección de sesgos mediante el método de escalamiento local. Los paneles (a–c) corresponden a los ensambles CMIP6 de resolución estándar bajo los escenarios SSP1-2.6, SSP2-4.5 y SSP5-8.5, respectivamente, mientras que el panel (d) muestra el ensamble de alta resolución HighResMIP bajo el escenario highres-future. En todos los casos, las líneas representan el promedio multimodelo y las áreas sombreadas indican el rango intermodelos, utilizado como medida de dispersión e incertidumbre entre las simulaciones.

Durante el período histórico, tanto los ensambles CMIP6 como HighResMIP reproducen adecuadamente el valor medio observado de la precipitación anual luego de la corrección de sesgos aplicada. Para el período reciente, la precipitación media anual observada se ubica cercana a los 1020 mm, mientras que los ensambles históricos corregidos presentan valores muy similares, indicando un ajuste satisfactorio del promedio climatológico regional. Asimismo, los modelos logran representar razonablemente la variabilidad interanual observada, aunque con una amplitud generalmente menor que la registrada por la serie CRU TS 4.09. A diferencia de la temperatura, la precipitación exhibe una dispersión intermodelo considerablemente mayor, reflejando la elevada variabilidad natural de esta variable y las mayores dificultades de los modelos para representar los procesos atmosféricos que controlan las lluvias regionales. En el caso de HighResMIP, la variabilidad interanual resulta incluso algo más marcada, asociada tanto a la mayor resolución espacial de las simulaciones como a la ausencia de ensambles multimiembro para cada modelo.

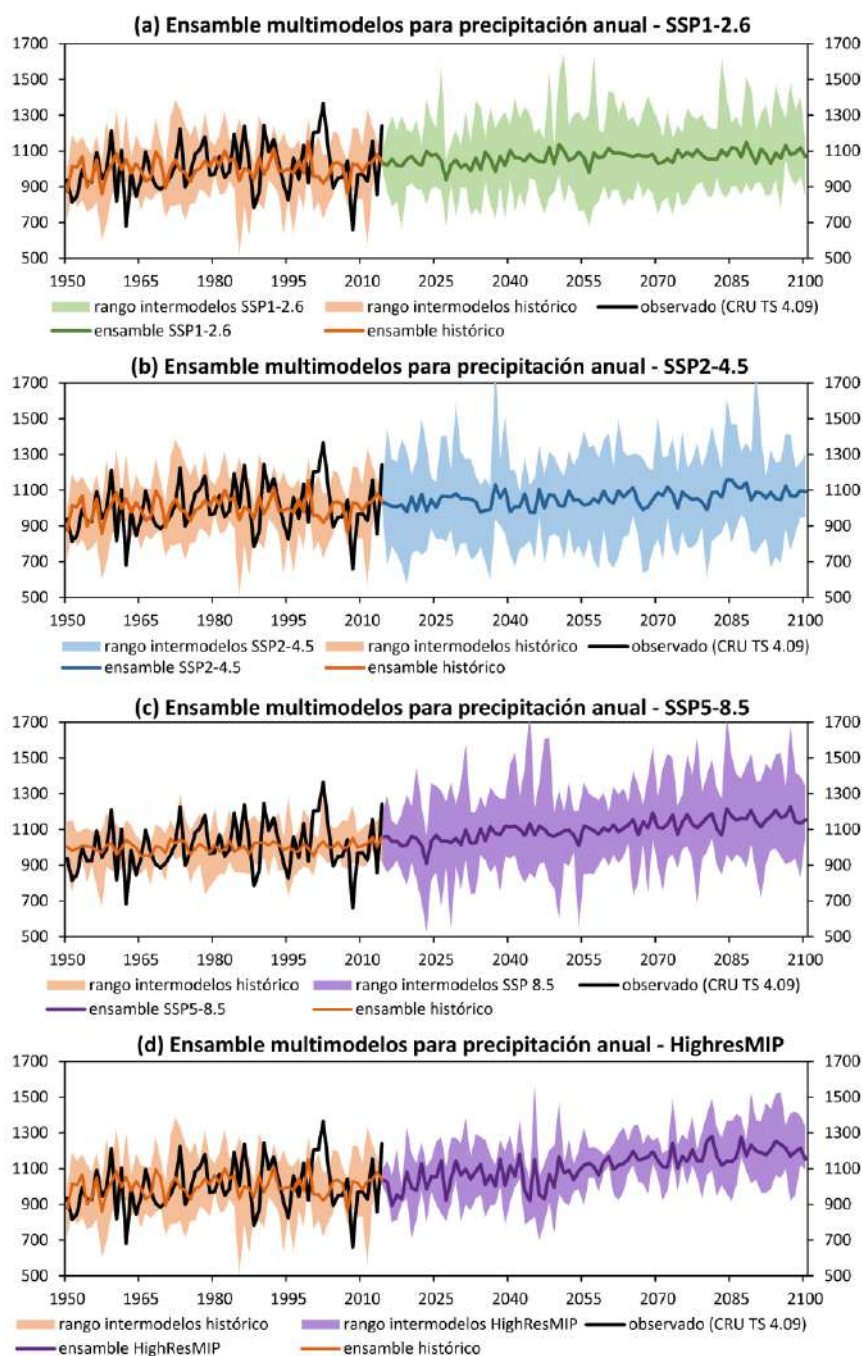


Figura 64: Evolución temporal de la temperatura media anual (°C) observada a partir de la base de datos CRU TS 4.09 y simulada por los ensambles multimodelos con corrección de sesgos mediante el método de escalamiento local. Las líneas negras representan la serie observada y las líneas de color representan el promedio de los ensambles multimodelo. Las áreas sombreadas indican el rango intermodelo. Los paneles (a), (b) y (c) corresponden a los ensambles CMIP6 de resolución media para los escenarios SSP1-2.6, SSP2-4.5 y SSP5-8.5, respectivamente, mientras que el panel (d) corresponde al ensamble de alta resolución HighResMIP bajo el escenario highres-future. El período histórico abarca 1950–2014 y las proyecciones futuras corresponden a 2015–2100 para los escenarios SSP y a 2015–2050 para HighResMIP.

Hacia el futuro, las proyecciones muestran una tendencia general hacia condiciones más húmedas en Santa Fe, aunque con una señal más moderada y más incierta que la observada para la temperatura. En el escenario SSP1-2.6 (Figura 64a), el ensamble multimodelo presenta un aumento gradual pero relativamente acotado de la precipitación anual. El promedio multimodelo alcanza aproximadamente 1050 mm hacia mediados de siglo y valores cercanos a 1080–1100 mm hacia fines del siglo XXI, representando incrementos del orden de 30–70 mm respecto del clima reciente. Además, el rango intermodelo permanece amplio durante todo el período futuro, con varios años individuales mostrando valores considerablemente superiores o inferiores al promedio. Este comportamiento es consistente con un escenario de mitigación fuerte, en el cual el forzamiento radiativo tiende a estabilizarse y los cambios hidrológicos regionales permanecen relativamente moderados hacia finales del siglo.

En el escenario SSP2-4.5 (Figura 64b), el aumento proyectado es algo más persistente, aunque todavía moderado en términos medios. El ensamble multimodelo alcanza aproximadamente 1030–1050 mm hacia mediados de siglo y cerca de 1090 mm hacia fines del siglo XXI. La señal de cambio aparece parcialmente enmascarada por la elevada variabilidad interanual y por la dispersión entre modelos, particularmente durante las primeras décadas futuras. Sin embargo, hacia finales de siglo se observa una tendencia más consistente hacia valores de precipitación superiores al período histórico. Esta evolución responde a un escenario de emisiones intermedias, donde el calentamiento continúa intensificando gradualmente el ciclo hidrológico regional, aunque sin alcanzar los cambios más extremos observados bajo escenarios de altas emisiones.

El escenario SSP5-8.5 (Figura 64c) presenta la señal más intensa y robusta de incremento de precipitación entre los escenarios CMIP6 analizados. El promedio multimodelo supera los 1080 mm hacia mediados de siglo y alcanza aproximadamente 1160 mm hacia 2100, lo que implica un aumento cercano a 140 mm respecto del período reciente. Asimismo, el rango intermodelo se amplía notablemente hacia finales del siglo XXI, con algunos modelos y años individuales proyectando precipitaciones medias anuales superiores a 1500 mm. A pesar de esta elevada dispersión, la mayoría de las simulaciones coinciden en una tendencia sostenida hacia condiciones más húmedas bajo este escenario de altas emisiones. Este comportamiento es consistente con una intensificación del ciclo hidrológico regional en un contexto de fuerte calentamiento atmosférico y mayor capacidad de la atmósfera para retener vapor de agua.

Por su parte, el ensamble HighResMIP (Figura 64d) también proyecta un aumento progresivo de la precipitación media anual hacia mediados del siglo XXI. El promedio multimodelo oscila alrededor de 1050–1100 mm durante las primeras décadas futuras y alcanza valores cercanos a 1150–1200 mm hacia 2050. Además, el rango intermodelo es relativamente amplio, con años individuales que presentan precipitaciones próximas a 1500 mm y otros con valores inferiores a 800 mm, evidenciando una variabilidad considerable entre simulaciones. En comparación con los ensambles CMIP6, HighResMIP sugiere una señal húmeda relativamente intensa hacia mediados de siglo y una variabilidad interanual más elevada, posiblemente asociada a la representación más detallada de procesos regionales y convectivos favorecida por la mayor resolución espacial de estos modelos.

En conjunto, las proyecciones indican una tendencia hacia condiciones medias más húmedas en Santa Fe durante el siglo XXI, particularmente bajo escenarios de mayores emisiones y hacia finales del siglo. Sin embargo, esta señal presenta una incertidumbre considerablemente mayor que la observada para la temperatura, reflejada tanto en la amplia dispersión intermodelo como en la elevada variabilidad interanual de las simulaciones. Aun así, el aumento progresivo del promedio multimodelo —especialmente bajo SSP5-8.5 y en las simulaciones HighResMIP— sugiere una posible intensificación futura del ciclo hidrológico regional, con potenciales implicancias sobre los excedentes hídricos, la ocurrencia de eventos de precipitación intensa y el manejo de los recursos hídricos en la provincia.

7.5 Cambios proyectados en extremos de precipitación

Con el objetivo de evaluar los cambios proyectados en los extremos hidrológicos sobre la provincia de Santa Fe, se analizaron eventos secos y húmedos utilizando el SPI, calculado a partir de las simulaciones mensuales de precipitación de los modelos CMIP6. El análisis se realizó considerando dos escalas temporales complementarias. Por un lado, el SPI3, representativo de anomalías de precipitación de escala estacional y particularmente relevante para sequías agrícolas y excesos hídricos de corto plazo. Por otro lado, el SPI18, asociado a procesos hidrológicos de mayor persistencia temporal, vinculados a déficits y excesos prolongados que afectan reservas hídricas, caudales y almacenamiento regional. Para cada punto de grilla se identificaron eventos al menos severos ($SPI \leq -1.5$ para eventos secos y $SPI \geq 1.5$ para eventos húmedos), estimándose la frecuencia de ocurrencia, la duración media y la intensidad espacial promedio durante los meses críticos, definidos como aquellos en los que al menos el 50% de la región presenta condiciones severas simultáneamente (ver definiciones en la sección 3.3.3). Los resultados se presentan como ensambles multimodelo, incluyendo el rango intermodelo como medida de incertidumbre.

7.5.1 Sequías estacionales e hidrológicas

En el caso de los eventos secos de escala estacional (SPI3), los resultados muestran un incremento generalizado en la frecuencia de ocurrencia bajo todos los escenarios futuros considerados (Tabla 15). Durante el período histórico (1985–2014), el ensamble multimodelo presenta una frecuencia media cercana a 4.5 eventos severos por década, con una duración promedio de aproximadamente 2.6 meses. Hacia el futuro, las proyecciones indican un aumento consistente de la frecuencia de eventos secos estacionales, alcanzando valores del orden de 8–10 eventos por década según el escenario y horizonte temporal analizado. El mayor incremento se observa bajo SSP2-4.5 hacia mediados del siglo XXI, donde la frecuencia aumenta aproximadamente en 5 eventos por década respecto del período histórico. Aunque el incremento también es robusto bajo SSP1-2.6 y SSP5-8.5, las diferencias entre escenarios no resultan tan marcadas como en las variables térmicas, sugiriendo que la señal de cambio en extremos de precipitación presenta una mayor influencia de la variabilidad interna y de las diferencias entre modelos. Además, la amplia dispersión intermodelo observada en varios períodos futuros refleja la elevada incertidumbre asociada a la representación de la variabilidad hidroclimática regional en los modelos climáticos.

En términos de duración, los cambios proyectados para SPI3 son más moderados. En general, los eventos secos estacionales muestran una leve tendencia a aumentar su persistencia bajo SSP2-4.5, con incrementos cercanos a 0.6 meses hacia fines de siglo, mientras que bajo SSP1-2.6 y SSP5-8.5 los cambios son relativamente pequeños y permanecen generalmente por debajo de medio mes. Estos resultados sugieren que, en escalas estacionales, el principal cambio proyectado se relaciona más con una mayor recurrencia de eventos secos severos que con una intensificación sustancial de su duración. Esto implica que las condiciones favorables para el desarrollo de sequías agrícolas podrían ocurrir con mayor frecuencia en el futuro, aun cuando la persistencia media de cada evento no aumente de manera significativa.

Tabla 15: Cambios proyectados en la frecuencia de ocurrencia y la duración media de eventos secos severos de escala estacional, caracterizados mediante SPI3, según el ensamble multimodelo CMIP6 para los escenarios SSP1-2.6, SSP2-4.5 y SSP5-8.5. Se presentan los valores históricos correspondientes al período 1985–2014, los valores proyectados para los períodos futuros y los cambios proyectados respecto del período de referencia. El rango intermodelos representa la dispersión entre modelos del ensamble.

	Período	Frecuencia					Duración				
		Histórico		Futuro		Cambio	Histórico		Futuro		Cambio
		Frec.	Rango	Futura	Rango		dur	Rango	Futura	Rango	
SSP1-2.6	2021-2050	4.4	3.7 - 5.7	8.6	4.3 - 13.2	4.1	2.6	2.4 - 3.0	2.9	2.2 - 3.7	0.3
	2051-2080			8.2	3.8 - 12.8	3.7			2.9	2.2 - 3.6	0.3
	2071-2100			8.2	3.6 - 12.3	3.7			2.7	1.9 - 3.3	0.1
SSP2-4.5	2021-2050	4.4	3.7 - 5.7	9.5	4.8 - 12.9	5.1	2.6	2.4 - 3.0	3.2	2.4 - 5.5	0.6
	2051-2080			9.3	4.9 - 12.6	4.8			3.2	2.3 - 6.1	0.6
	2071-2100			8.8	3.3 - 12.1	4.3			3.1	1.9 - 6.2	0.6
SSP5-8.5	2021-2050	4.4	3.7 - 5.7	8.2	4.0 - 12.5	3.7	2.6	2.4 - 3.0	2.9	2.1 - 3.7	0.3
	2051-2080			7.9	3.7 - 12.0	3.5			2.7	2.0 - 3.3	0.1
	2071-2100			7.6	1.6 - 11.6	3.1			2.7	1.6 - 3.7	0.1

La Figura 65 muestra los cambios proyectados en la intensidad media de los eventos secos estacionales identificados mediante SPI3 durante los meses críticos secos regionales. En general, las proyecciones presentan cambios de magnitud moderada y una estructura espacial relativamente heterogénea, sin evidenciar un patrón uniforme sobre toda la provincia. Dado que los cambios corresponden a la diferencia entre el SPI futuro y el histórico, anomalías negativas indican valores futuros más negativos y, por lo tanto, una intensificación de las condiciones secas durante los eventos críticos regionales. En este contexto, varios escenarios muestran una tendencia hacia condiciones más severas en sectores del centro, oeste y sur provincial, particularmente bajo SSP5-8.5 y hacia fines de siglo, donde se observan anomalías negativas persistentes. En contraste, algunas regiones del noreste presentan cambios levemente positivos o cercanos a cero, asociados a eventos secos relativamente menos intensos o con escasas modificaciones respecto del período histórico. Sin embargo, la magnitud de los cambios proyectados generalmente permanece dentro de ± 0.25 unidades de SPI en gran parte de la provincia, lo que sugiere modificaciones relativamente moderadas en la severidad media de las sequías estacionales críticas. En conjunto, los resultados indican una señal débil pero consistente hacia una intensificación

de los déficits estacionales en distintos sectores de Santa Fe, especialmente bajo escenarios más desfavorables. La heterogeneidad espacial observada sugiere además que los cambios proyectados en las sequías agrícolas futuras dependerían fuertemente de las respuestas regionales de la precipitación estacional y de la variabilidad interna del sistema climático.

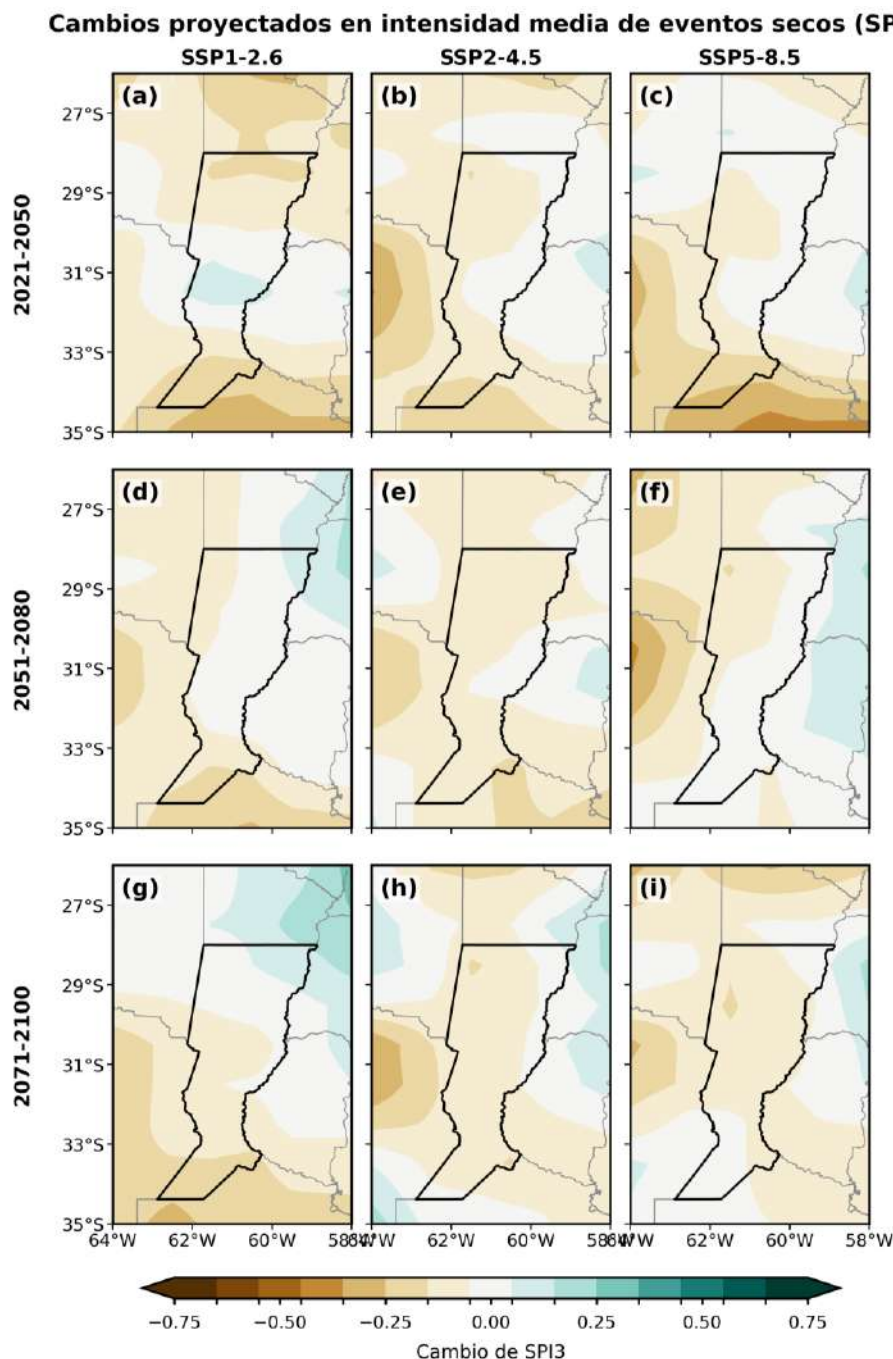


Figura 65: Cambios proyectados en la intensidad media de eventos secos estacionales (durante los meses críticos secos) identificados mediante SPI3 en la provincia de Santa Fe, según el ensamble multimodelo CMIP6. Los paneles (a–c), (d–f) y (g–i) corresponden a los períodos 2021–2050, 2051–2080 y 2071–2100, respectivamente, bajo los escenarios SSP1-2.6, SSP2-4.5 y SSP5-8.5. Los valores representan los cambios proyectados respecto del período histórico 1985–2014.

Para los eventos secos de escala hidrológica (SPI18), las proyecciones muestran un comportamiento parcialmente diferente (Tabla 16). Durante el período histórico, el ensamble multimodelo presenta aproximadamente 1.1 eventos severos por década, con duraciones medias cercanas a 12 meses, coherentes con la naturaleza persistente de los déficits hidrológicos. Hacia el futuro, todos los escenarios proyectan un aumento en la frecuencia de ocurrencia de eventos secos prolongados, aunque de menor magnitud relativa que en SPI3. Los incrementos proyectados oscilan entre 0.3 y 1.3 eventos por década. En términos relativos, esto representa un incremento importante respecto de las condiciones históricas, dado el carácter naturalmente menos frecuente de las sequías hidrológicas prolongadas.

Tabla 16: Cambios proyectados en la frecuencia de ocurrencia y la duración media de eventos secos severos de escala hidrológica, caracterizados mediante SPI18, según el ensamble multimodelo CMIP6 para los escenarios SSP1-2.6, SSP2-4.5 y SSP5-8.5. Se presentan los valores históricos correspondientes al período 1985–2014, los valores proyectados para los períodos futuros y los cambios proyectados respecto del período de referencia. El rango intermodelo representa la dispersión entre modelos del ensamble.

	Período	Frecuencia					Duración				
		Histórico		Futuro		Cambio	Histórico		Futuro		Cambio
		Frec.	Rango	Futura	Rango		hist	Rango	Futura	Rango	
SSP1-2.6	2021-2050	1.1	0.8 - 1.5	2.2	0.4 - 4.0	1.1	12	8.2 – 15.9	10.2	5.7 - 13.8	-1.78
	2051-2080			2.0	0.2 - 3.9	0.8			8.7	5.1 - 11.9	-3.34
	2071-2100			1.9	0.1 - 3.9	0.8			7.8	4.7 - 10.1	-4.27
SSP2-4.5	2021-2050	1.1	0.8 - 1.5	2.4	0.7 - 4.2	1.3	12	8.2 – 15.9	12.8	6.6 - 50.7	0.83
	2051-2080			2.1	0.4 - 3.7	1.0			17.1	5.8 - 60.2	5.12
	2071-2100			2.0	0.1 - 3.9	0.8			17.3	2.1 - 59.2	5.26
SSP5-8.5	2021-2050	1.1	0.8 - 1.5	2.0	0.3 - 4.0	0.9	12	8.2 – 15.9	9.1	4.6 - 12.3	-3.01
	2051-2080			1.5	0.1 - 3.5	0.4			7.0	4.1 - 10.6	-5.08
	2071-2100			1.4	0.1 - 3.9	0.3			6.5	3.4 - 11.1	-5.56

En cuanto a la duración de las sequías hidrológicas, las proyecciones muestran señales más complejas y dependientes del escenario. Bajo SSP1-2.6 y SSP5-8.5 predominan reducciones en la duración media de los eventos secos prolongados hacia fines de siglo. En contraste, SSP2-4.5 presenta un aumento importante en la persistencia de los eventos hidrológicos secos hacia mediados y fines del siglo XXI, con duraciones medias superiores a 17 meses. Este comportamiento refleja que, aunque la frecuencia de déficits hidrológicos aumenta en todos los escenarios, la persistencia de dichos eventos depende fuertemente de la precipitación proyectada por los modelos y de la interacción entre variabilidad interanual y tendencias de largo plazo. Asimismo, la elevada dispersión intermodelo observada en la duración futura de sequías hidrológicas evidencia una incertidumbre considerable, especialmente bajo escenarios intermedios de emisiones.

La Figura 66 muestra los cambios proyectados en la intensidad media de los eventos secos hidrológicos identificados mediante SPI18 durante los meses críticos secos regionales. A diferencia de SPI3, los cambios presentan una señal espacial más estructurada, persistente y coherente entre escenarios y horizontes temporales. Gran parte del centro-oeste y sudoeste provincial exhibe anomalías negativas persistentes en la

mayoría de los escenarios y períodos analizados, indicando una intensificación de las sequías hidrológicas de larga duración en esas regiones. En contraste, el noreste provincial presenta predominantemente cambios positivos, especialmente bajo los escenarios de mayores emisiones, sugiriendo sequías hidrológicas menos intensas. Además, las magnitudes proyectadas alcanzan valores cercanos a ± 0.75 unidades de SPI18, superiores a las observadas para SPI3, indicando cambios más intensos y espacialmente más consistentes en la severidad de las sequías hidrológicas que en las sequías estacionales.

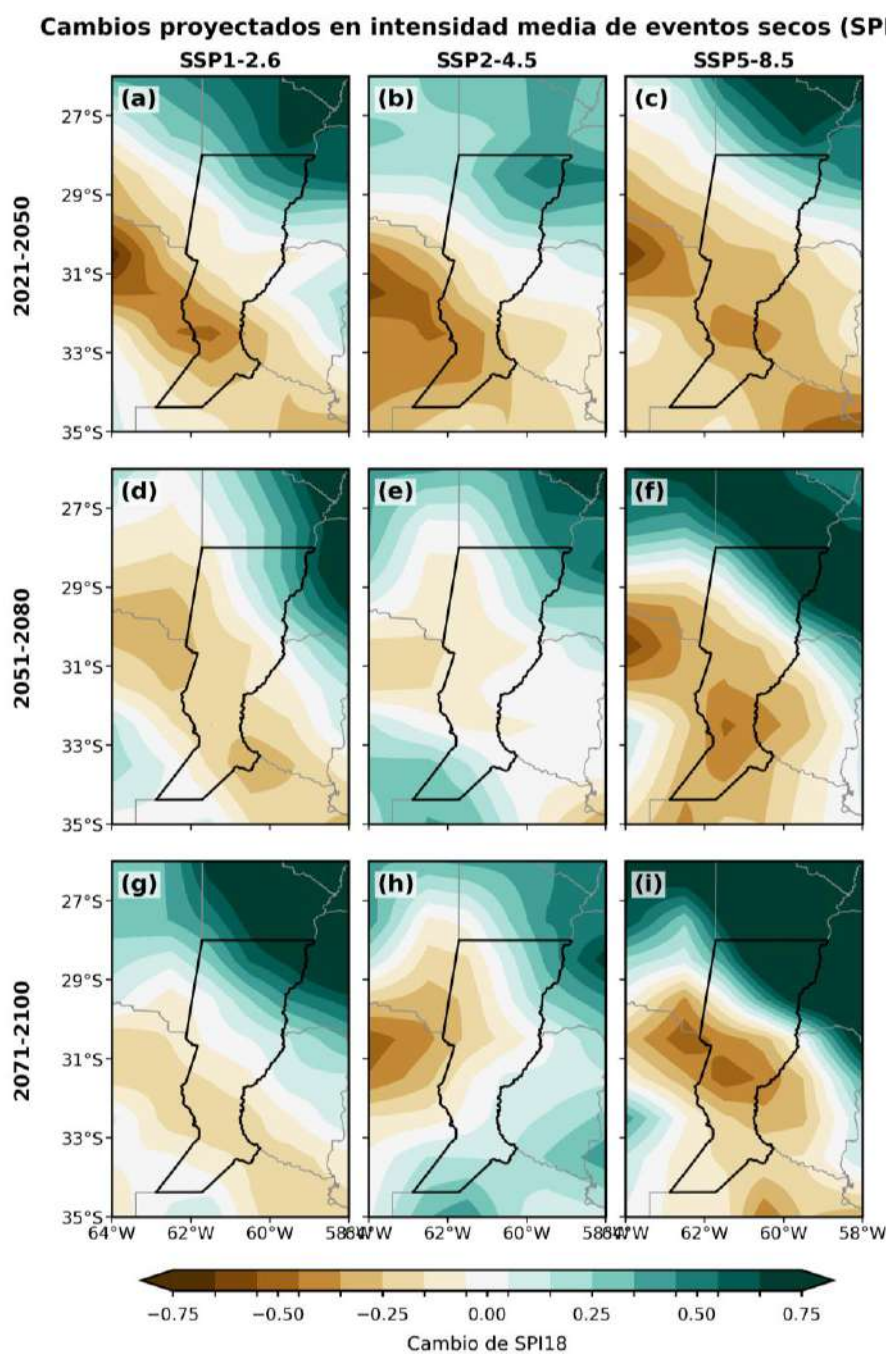


Figura 66: Cambios proyectados en la intensidad media de sequías hidrológicas (durante los meses críticos secos) identificados mediante SPI18 en la provincia de Santa Fe, según el ensamble multimodelo CMIP6. Los paneles (a–c), (d–f) y (g–i) corresponden a los períodos 2021–2050, 2051–2080 y 2071–2100, respectivamente, bajo los escenarios SSP1-2.6, SSP2-

4.5 y SSP5-8.5. Los valores representan los cambios proyectados respecto del período histórico 1985–2014.

En términos generales, los resultados obtenidos con el ensamble HighResMIP para el período cercano 2021–2050 (Tabla 17 y Figura 67) muestran una señal consistente con las proyecciones CMIP6 para las próximas décadas, aunque con una estructura espacial más heterogénea y cambios medios de menor magnitud. Para SPI3, asociado principalmente a déficits estacionales y sequías agrícolas, el ensamble proyecta un leve aumento en la frecuencia media de eventos secos severos, pasando de 4.5 a 5 eventos por década, mientras que la duración media prácticamente no presenta modificaciones, con una reducción cercana a 0.1 meses. De manera similar, SPI18, representativo de sequías hidrológicas de mayor persistencia temporal, muestra cambios relativamente moderados en las métricas regionales medias, con una leve disminución tanto en la frecuencia de ocurrencia como en la duración promedio de los eventos. Estos resultados sugieren que, en horizontes temporales cercanos, la señal antropogénica sobre los extremos secos aún permanece parcialmente enmascarada por la variabilidad climática natural, particularmente en escalas hidrológicas de larga duración.

Tabla 17: Cambios proyectados en la frecuencia de ocurrencia y la duración media de eventos secos severos de escala estacional e hidrológica, caracterizados mediante SPI3 y SPI18, según el ensamble multimodelo HighResMIP bajo el escenario highres-future para el período 2021–2050. Se presentan los valores históricos correspondientes al período 1985–2014, los valores futuros y los cambios proyectados respecto del período de referencia. El rango intermodelo representa la dispersión entre modelos del ensamble.

		1985-2014		2021-2050		Cambio
		Ensamble	Rango intermodelos	Ensamble	Rango intermodelos	
SPI3	Frecuencia	4.5	3.94 - 4.98	5.0	3.67 - 6.33	0.5
	Duración	2.6	2.38 - 2.88	2.5	2.16 - 2.73	-0.1
SPI18	Frecuencia	1.4	1.08 - 1.65	1.2	0.77 - 2.23	-0.1
	Duración	10.5	9.52 - 11.95	8.9	6.55 - 11.62	-1.6

La señal espacial proyectada por HighResMIP también resulta consistente con la obtenida mediante CMIP6. En SPI3 predominan cambios relativamente débiles y heterogéneos, con anomalías negativas localizadas principalmente hacia el norte y oeste provincial, indicando una leve intensificación de las sequías estacionales en esas regiones, mientras que otras áreas presentan cambios pequeños o cercanos a cero. Para SPI18, en cambio, emerge una estructura espacial más organizada y persistente, caracterizada por anomalías negativas sobre amplios sectores del oeste provincial y anomalías positivas hacia el este y noreste, reproduciendo el gradiente espacial observado en CMIP6. Sin embargo, debido a la mayor resolución horizontal de HighResMIP, los contrastes espaciales aparecen más definidos y localmente más abruptos, permitiendo representar con mayor detalle las transiciones regionales en la severidad de las sequías hidrológicas proyectadas.

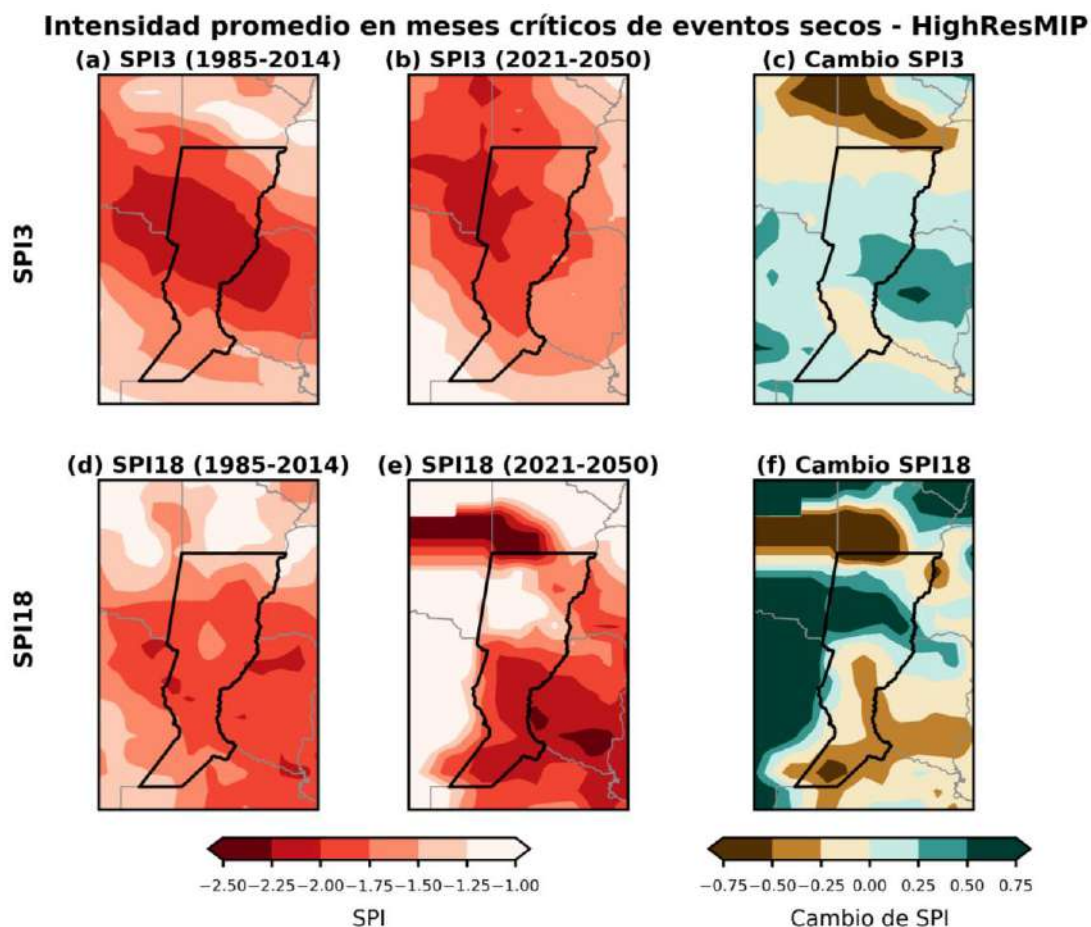


Figura 67: Intensidad promedio de eventos secos identificados mediante SPI3 y SPI18 durante los meses críticos secos regionales en la provincia de Santa Fe, según el ensamble multimodelo HighResMIP. Los paneles (a) y (d) muestran la intensidad media histórica para el período 1985–2014, mientras que los paneles (b) y (e) presentan las proyecciones para 2021–2050. Los paneles (c) y (f) corresponden a los cambios proyectados respecto del período histórico para SPI3 y SPI18, respectivamente.

En conjunto, las proyecciones climáticas analizadas indican una tendencia robusta hacia una mayor recurrencia de eventos secos severos en la provincia de Santa Fe durante el siglo XXI, especialmente en escalas temporales estacionales e hidrológicas asociadas al SPI3 y SPI18. Los resultados de CMIP6 muestran que el incremento en la frecuencia de sequías constituye la señal más consistente entre modelos y escenarios, mientras que los cambios en duración e intensidad presentan una mayor dependencia de la escala temporal considerada y del escenario de emisiones. Particularmente, las sequías hidrológicas de larga persistencia exhiben una señal más organizada espacialmente y potencialmente más severa bajo escenarios de mayores emisiones, sugiriendo un aumento progresivo del riesgo asociado a déficits prolongados de disponibilidad hídrica. Por su parte, los resultados de HighResMIP muestran que, en el corto plazo, las modificaciones proyectadas son más moderadas y espacialmente heterogéneas, reflejando la fuerte influencia de la variabilidad climática natural en horizontes temporales cercanos. Aun así, ambos conjuntos de simulaciones coinciden en señalar cambios relevantes en la dinámica futura de los extremos secos regionales, con potenciales implicancias sobre la producción agropecuaria, los recursos hídricos y la ocurrencia de impactos asociados a sequías persistentes en la región.

7.5.2 Excesos hídricos estacionales e hidrológicos

Los eventos húmedos proyectados muestran, en términos generales, una señal opuesta a la observada en los extremos secos, con un aumento progresivo tanto en la frecuencia como en la persistencia de los excesos de precipitación, particularmente en escenarios de mayores emisiones y en las escalas temporales más largas. En este contexto, el SPI3 representa excesos hídricos de escala estacional, asociados principalmente a condiciones de saturación de suelos, anegamientos temporarios y afectaciones a las actividades agropecuarias, mientras que el SPI18 describe excesos persistentes de escala hidrológica, vinculados a períodos prolongados de precipitaciones por encima de lo normal, caudales elevados y un potencial incremento del riesgo de inundaciones regionales. En conjunto, estas proyecciones sugieren una intensificación progresiva de las condiciones favorables para excesos hídricos persistentes en distintos sectores de la provincia durante el siglo XXI.

Para el caso del SPI3 (Tabla 18 y Figura 68), las proyecciones CMIP6 muestran un incremento en la frecuencia de eventos húmedos severos respecto del período histórico 1985–2014. La frecuencia histórica media del ensamble es de 4.1 eventos por década, mientras que hacia el futuro los valores aumentan en todos los escenarios y períodos considerados. Bajo SSP1-2.6, la frecuencia alcanza aproximadamente entre 7.4 y 8.3 eventos por década, mientras que en SSP2-4.5 y SSP5-8.5 los incrementos son aún mayores hacia fines de siglo, con máximos cercanos a 9–10 eventos por década. Esto implica un aumento proyectado del orden de 3 a más de 5 eventos adicionales por década, especialmente bajo escenarios de emisiones elevadas. Asimismo, la duración media de los eventos húmedos también se incrementa, aunque de manera más moderada que la frecuencia. Los períodos húmedos severos históricos, cercanos a 3 meses, aumentan gradualmente hacia valores de aproximadamente 3.3–4 meses hacia fines de siglo. La señal proyectada sugiere que los excesos estacionales no solo serían más frecuentes, sino también ligeramente más persistentes en un clima más cálido.

Tabla 18: Cambios proyectados en la frecuencia de ocurrencia y la duración media de eventos húmedos severos de escala estacional, caracterizados mediante SPI3, según el ensamble multimodelo CMIP6 para los escenarios SSP1-2.6, SSP2-4.5 y SSP5-8.5. Se presentan los valores históricos correspondientes al período 1985–2014, los valores proyectados para los períodos futuros y los cambios proyectados respecto del período de referencia. El rango intermodelos representa la dispersión entre modelos del ensamble.

	Período	Frecuencia					Duración				
		Histórico		Futuro		Cambio	Histórico		Futuro		Cambio
		Frec.	Rango	Futura	Rango		hist	Rango	Futura	Rango	
SSP1-2.6	2021-2050	4.1	3.0 - 5.1	7.4	4.3 - 9.8	3.2	3	2.7 - 3.1	3.2	2.9 - 3.6	0.2
	2051-2080			7.9	5.0 - 9.9	3.7			3.3	3.0 - 3.6	0.3
	2071-2100			8.3	5.0 - 10.5	4.1			3.4	2.8 - 3.8	0.4
SSP2-4.5	2021-2050	4.1	3.0 - 5.1	7.5	3.4 - 10.1	3.3	3	2.7 - 3.1	3.1	2.5 - 3.5	0.1
	2051-2080			8.2	2.8 - 10.7	4.0			3.2	2.3 - 3.9	0.2
	2071-2100			8.5	3.3 - 12.0	4.4			3.4	2.2 - 4.3	0.4
SSP5-8.5	2021-2050	4.1	3.0 - 5.1	7.2	4.9 - 10.2	3.0	3	2.7 - 3.1	3.4	2.8 - 3.7	0.4
	2051-2080			9.2	6.6 - 11.1	5.0			3.6	2.9 - 4.5	0.6
	2071-2100			9.6	7.6 - 11.5	5.5			4.1	3.1 - 6.2	1.1

Cambios proyectados en intensidad media de eventos húmedos (SPI3)

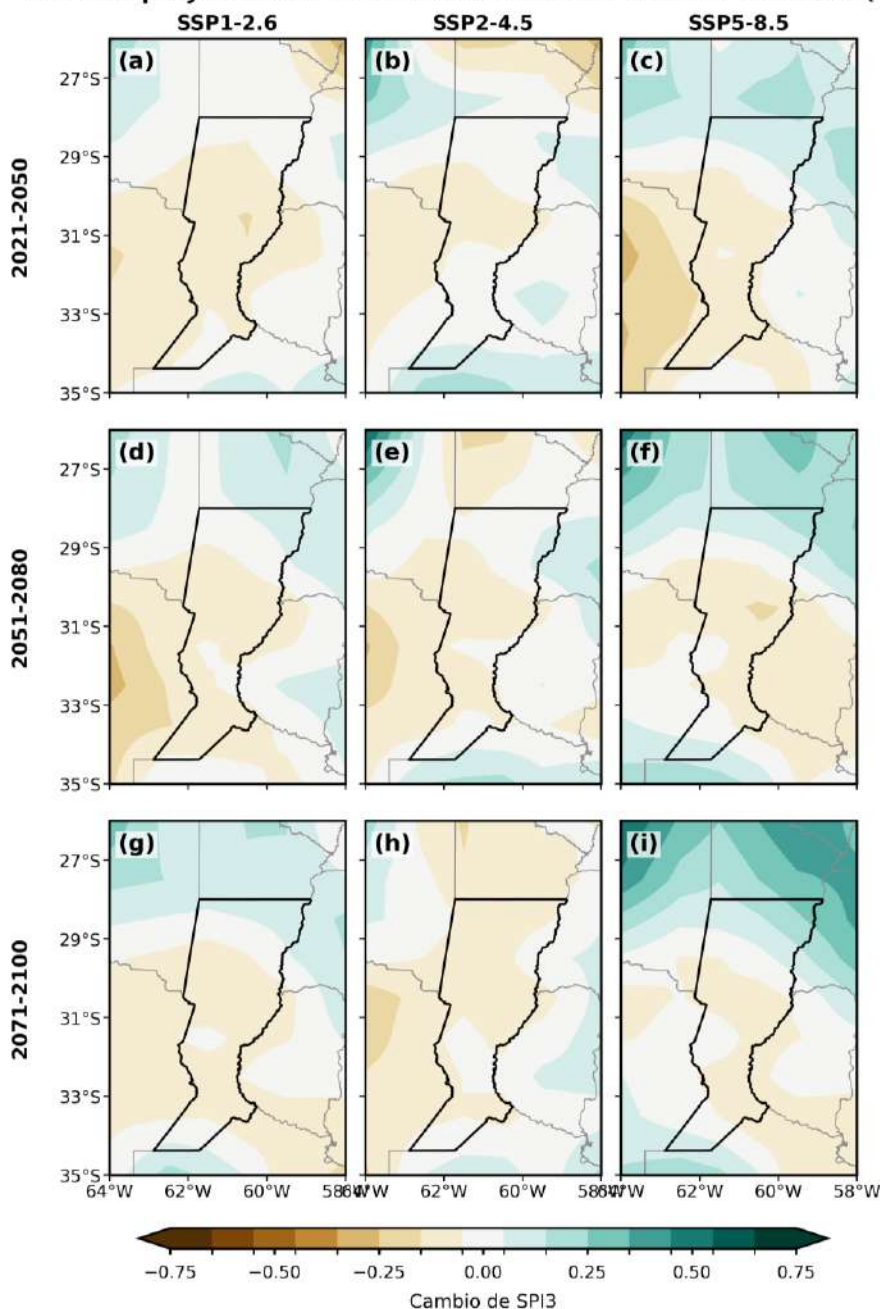


Figura 68: Cambios proyectados en la intensidad media de eventos extremos húmedos a escala estacional (durante los meses críticos húmedos) identificados mediante SPI3 en la provincia de Santa Fe, según el ensamble multimodelo CMIP6. Los paneles (a–c), (d–f) y (g–i) corresponden a los períodos 2021–2050, 2051–2080 y 2071–2100, respectivamente, bajo los escenarios SSP1-2.6, SSP2-4.5 y SSP5-8.5. Los valores representan los cambios proyectados respecto del período histórico 1985–2014.

La Figura 68 muestra los cambios espaciales proyectados en la intensidad media de SPI3 durante los meses críticos húmedos, definidos como aquellos en que más del 50% de la región presenta condiciones al menos severas de exceso hídrico. En términos generales, las proyecciones indican una intensificación moderada de los excesos estacionales sobre gran parte de la provincia, aunque con una señal espacial más heterogénea que en el caso de

los eventos secos. Los mayores incrementos se concentran principalmente hacia el este y noreste provincial, especialmente bajo SSP5-8.5 y hacia fines de siglo, mientras que algunas regiones del centro-oeste presentan cambios débiles o incluso reducciones leves en la intensidad media. Esta configuración espacial sugiere una tendencia hacia una mayor ocurrencia de excesos hídricos severos en sectores próximos a la cuenca inferior del Paraná y áreas con fuerte influencia de la circulación húmeda regional. Sin embargo, las magnitudes proyectadas para SPI3 permanecen en general moderadas, indicando cambios relativamente graduales en la intensidad media de los excesos estacionales críticos.

En la escala hidrológica representada por el SPI18 (Tabla 19 y Figura 69), la señal proyectada resulta aún más marcada y consistente. La frecuencia histórica de eventos húmedos prolongados es relativamente baja, cercana a 1.4 eventos por década, pero aumenta en todos los escenarios futuros, alcanzando valores próximos a 3 eventos por década hacia fines del siglo XXI. Los incrementos más importantes se observan nuevamente bajo SSP5-8.5, donde el aumento supera ampliamente un evento adicional por década. Sin embargo, el cambio más destacado aparece en la duración de los eventos. Mientras que históricamente los excesos hidrológicos persistentes presentan duraciones medias del orden de 12 meses, las proyecciones muestran aumentos muy significativos, particularmente en SSP2-4.5 y SSP5-8.5 hacia fines de siglo. En algunos casos, el ensamble multimodelo proyecta duraciones medias superiores a 20 meses, con rangos intermodelo extremadamente amplios que alcanzan incluso más de 100 meses en algunos modelos. Esto refleja una elevada incertidumbre en la persistencia futura de los excesos hidrológicos prolongados, aunque la señal de aumento generalizado resulta consistente entre modelos. En términos físicos, estos resultados sugieren una posible reorganización de la disponibilidad hídrica regional hacia estados húmedos más persistentes bajo escenarios de calentamiento climático.

Tabla 19: Cambios proyectados en la frecuencia de ocurrencia y la duración media de eventos húmedos severos de escala hidrológica, caracterizados mediante SPI18, según el ensamble multimodelo CMIP6 para los escenarios SSP1-2.6, SSP2-4.5 y SSP5-8.5. Se presentan los valores históricos correspondientes al período 1985–2014, los valores proyectados para los períodos futuros y los cambios proyectados respecto del período de referencia. El rango intermodelos representa la dispersión entre modelos del ensamble.

		Frecuencia					Duración				
	Período	Histórico		Futuro		Cambio	Histórico		Futuro		Cambio
		Frec.	Rango	Futura	Rango		hist	Rango	Futura	Rango	
SSP1-2.6	2021-2050	1.4	0.8 - 2.5	2.7	2.0 - 3.5	1.3	12.2	8.9 – 15.3	12.8	9.3 - 18.7	0.6
	2051-2080			3.0	2.2 - 3.7	1.6			14.6	10.0 - 20.2	2.4
	2071-2100			3.0	2.2 - 4.0	1.6			15.6	10.3 - 32.9	3.3
SSP2-4.5	2021-2050	1.4	0.8 - 2.5	2.7	0.4 - 4.0	1.3	12.2	8.9 – 15.3	12.2	8.6 - 15.5	0.0
	2051-2080			2.8	0.3 - 3.7	1.4			13.6	8.8 - 25.1	1.3
	2071-2100			2.9	0.5 - 3.6	1.5			19.7	7.5 - 82.5	7.5
SSP5-8.5	2021-2050	1.4	0.8 - 2.5	2.6	1.8 - 3.5	1.2	12.2	8.9 – 15.3	14.1	9.4 - 17.7	1.9
	2051-2080			3.2	2.7 - 3.9	1.8			20.0	11.67- 38.2	7.8
	2071-2100			3.2	0.9 - 4.2	1.8			35.7	10.1 - 98.5	23.5

Cambios proyectados en intensidad media de eventos húmedos (SPI18)

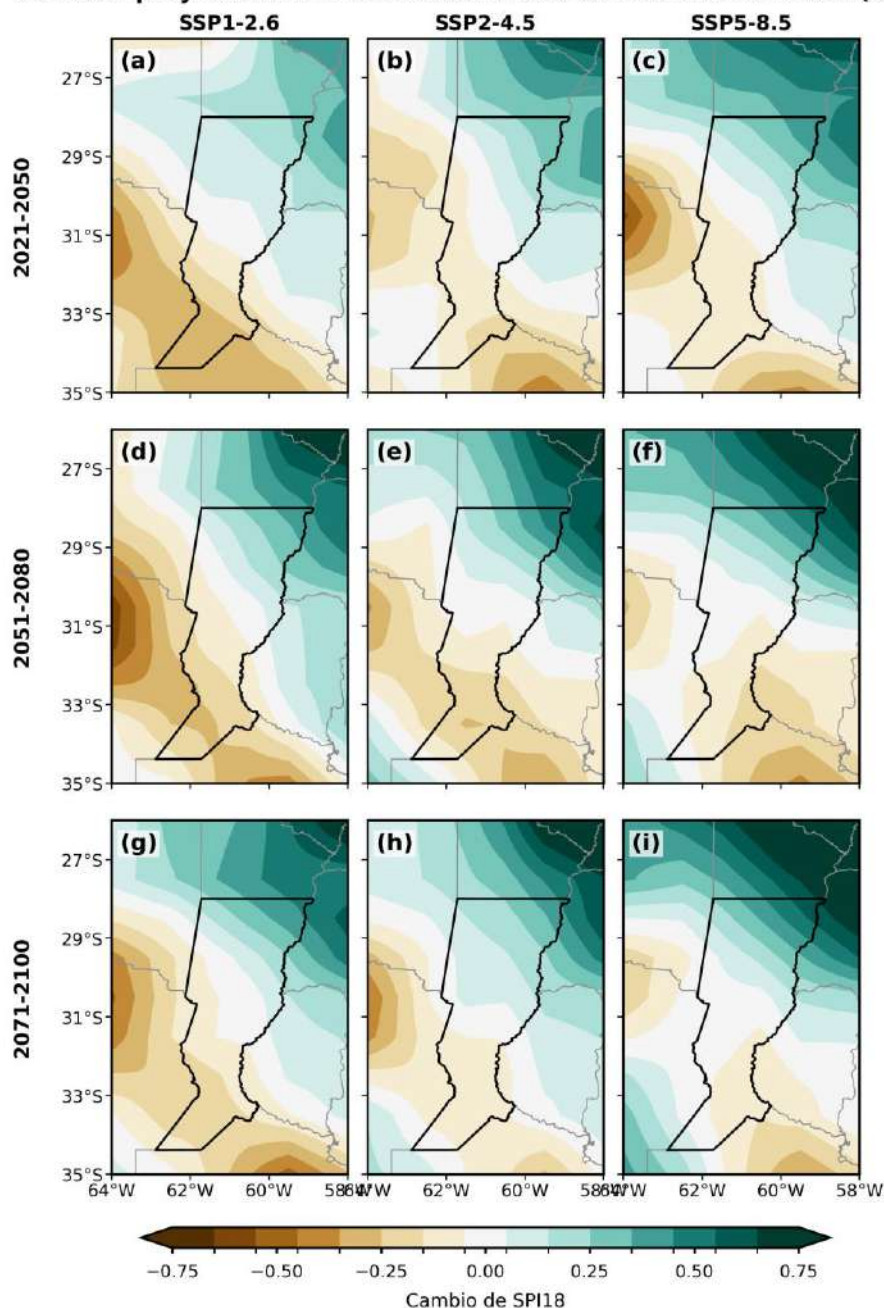


Figura 69: Cambios proyectados en la intensidad media de eventos extremos húmedos a escala hidrológica (durante los meses críticos húmedos) identificados mediante SPI18 en la provincia de Santa Fe, según el ensamble multimodelo CMIP6. Los paneles (a–c), (d–f) y (g–i) corresponden a los periodos 2021–2050, 2051–2080 y 2071–2100, respectivamente, bajo los escenarios SSP1-2.6, SSP2-4.5 y SSP5-8.5. Los valores representan los cambios proyectados respecto del periodo histórico 1985–2014.

La Figura 69 evidencia una señal espacial muy robusta de intensificación de los excesos húmedos de larga duración sobre el norte y noreste provincial, donde los valores proyectados de SPI18 aumentan de manera sistemática en prácticamente todos los escenarios y periodos futuros. En contraste, sectores del sudoeste provincial muestran señales más débiles e incluso reducciones locales de intensidad. Esta configuración espacial

refleja un fortalecimiento proyectado de los excesos persistentes sobre las regiones más influenciadas por los aportes de humedad subtropical y por la variabilidad de gran escala asociada al sistema del Plata. Además, la magnitud de los cambios positivos aumenta progresivamente hacia fines de siglo y bajo mayores emisiones, indicando una creciente intensificación de los eventos húmedos persistentes. La organización espacial relativamente coherente de esta señal contrasta con la mayor heterogeneidad observada en SPI3 y refuerza la idea de respuestas hidrológicas regionales más robustas en escalas temporales largas.

Los resultados obtenidos mediante el ensamble HighResMIP para el período cercano 2021–2050 (Tabla 20 y Figura 70) muestran un comportamiento consistente con las proyecciones CMIP6, aunque con cambios más moderados y espacialmente más heterogéneos. Para el SPI3 húmedo, el ensamble HighResMIP proyecta un aumento leve en la frecuencia de eventos severos, pasando de aproximadamente 4.2 a 5 eventos por década, acompañado por un incremento muy pequeño en la duración media. La intensidad espacial de los meses críticos húmedos presenta señales relativamente débiles y localizadas, con incrementos moderados principalmente hacia el este provincial. En conjunto, estos resultados sugieren que, en horizontes cercanos, la señal antropogénica sobre los excesos estacionales aún permanece parcialmente modulada por la variabilidad climática interna.

Tabla 20: Cambios proyectados en la frecuencia de ocurrencia y la duración media de eventos húmedos severos de escala estacional e hidrológica, caracterizados mediante SPI3 y SPI18, según el ensamble multimodelo HighResMIP bajo el escenario highres-future para el período 2021–2050. Se presentan los valores históricos correspondientes al período 1985–2014, los valores futuros y los cambios proyectados respecto del período de referencia. El rango intermodelos representa la dispersión entre los modelos del ensamble.

		1985-2014		2021-2050		Cambio
		Ensamble	Rango intermodelos	Ensamble	Rango intermodelos	
SPI3	Frecuencia	3.9	3.43 - 4.55	4.6	2.81 - 5.96	0.7
	Duración	2.9	2.73 - 3.00	3.0	2.83 - 3.25	0.1
SPI18	Frecuencia	1.3	0.84 - 1.61	1.9	0.86 - 2.88	0.6
	Duración	11.6	10.68 - 13.17	12.4	11.27 - 15.35	0.8

En el caso del SPI18 húmedo, HighResMIP también proyecta una intensificación de los excesos persistentes, aunque nuevamente de menor magnitud que la estimada por CMIP6 para fines del siglo XXI. La frecuencia aumenta levemente respecto del período histórico, mientras que la duración media muestra un incremento moderado, coherente con una mayor persistencia de condiciones húmedas prolongadas en horizontes cercanos (Tabla 20). Los mapas espaciales muestran un patrón similar al observado en CMIP6, con anomalías positivas más importantes hacia el norte y noreste provincial, aunque con una estructura espacial más irregular asociada a la mayor resolución horizontal de los modelos. Aun así, la coherencia espacial general entre ambos ensambles refuerza la robustez de la señal proyectada de intensificación de los excesos hidrológicos persistentes en el norte provincial.

Intensidad promedio en meses críticos de eventos húmedos - HighResMIP

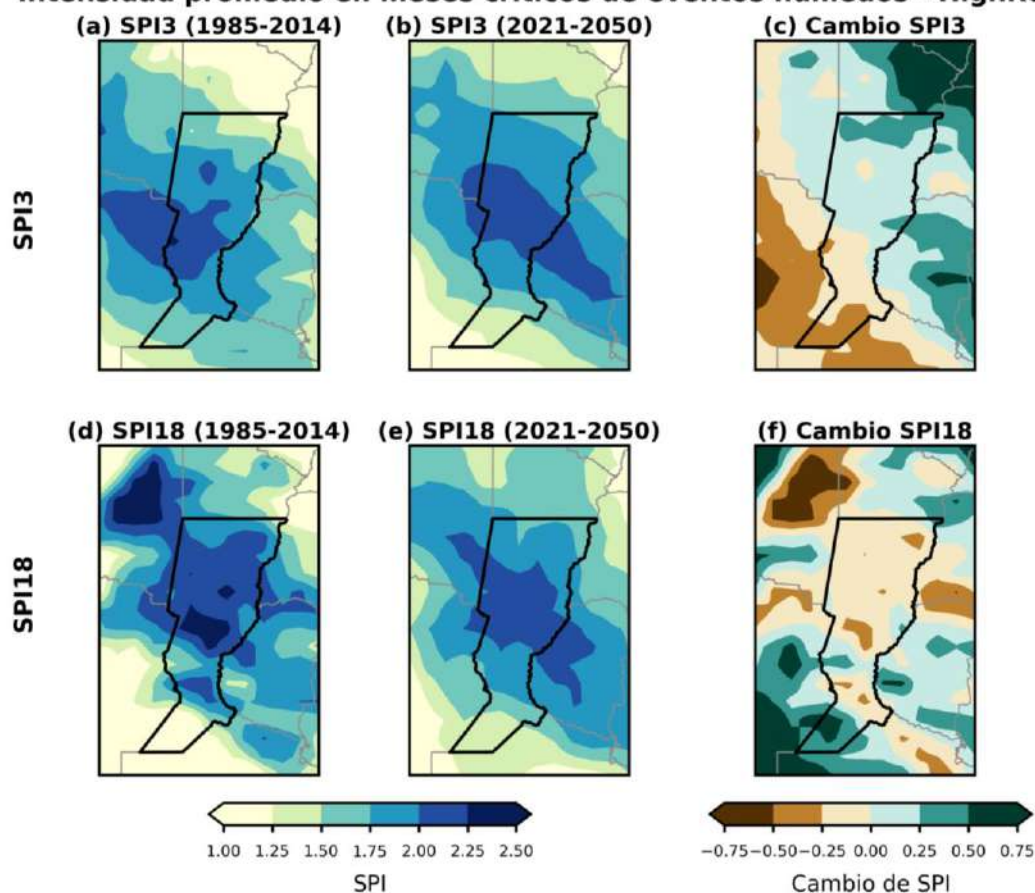


Figura 70: Intensidad promedio de eventos húmedos identificados mediante SPI3 y SPI18 durante los meses críticos húmedos regionales en la provincia de Santa Fe, según el ensamble multimodelo HighResMIP. Los paneles (a) y (d) muestran la intensidad media histórica para el período 1985–2014, mientras que los paneles (b) y (e) presentan las proyecciones para 2021–2050. Los paneles (c) y (f) corresponden a los cambios proyectados respecto del período histórico para SPI3 y SPI18, respectivamente.

En conjunto, las proyecciones climáticas sugieren una intensificación progresiva de los extremos húmedos en la provincia de Santa Fe durante el siglo XXI, tanto en escalas estacionales como hidrológicas. La señal más robusta corresponde al aumento en la frecuencia y persistencia de los excesos húmedos prolongados representados por el SPI18, particularmente bajo escenarios de mayores emisiones. Esto indica un potencial incremento del riesgo asociado a inundaciones regionales, anegamientos persistentes y elevados caudales en las principales cuencas de la provincia. Aunque persiste una incertidumbre considerable entre modelos —especialmente en la duración de los eventos hidrológicos extremos— los distintos ensambles coinciden en proyectar una mayor recurrencia, persistencia e intensidad de los excesos de precipitación hacia el futuro, en línea con el fortalecimiento del ciclo hidrológico esperado bajo un contexto de calentamiento climático.

7.6 Cambios proyectados en eventos asimilables a olas de calor

Los eventos asimilables a olas de calor muestran una señal proyectada robusta de incremento en toda la provincia de Santa Fe bajo los tres escenarios analizados (Tabla 21 y

Figuras 71–73). En este estudio, los eventos fueron definidos como períodos de al menos seis días consecutivos con temperatura media diaria superior al percentil 90 diario del período histórico 1985–2014. Dicho percentil fue calculado para cada día del año mediante una ventana móvil de cinco días, centrada en cada fecha calendario. A partir de esta definición, se evaluaron cambios en la frecuencia de ocurrencia, duración media, intensidad térmica —expresada como el exceso medio sobre el P90— mediante el ensamble multimodelo CMIP6/NEX-GDDP-CMIP6 (ver secciones 3.31 y 3.3.3 para mayor detalle).

Durante el período histórico, el ensamble presenta aproximadamente 7 eventos por década, con duraciones medias cercanas a 7.4 días e intensidades térmicas promedio del orden de 1.9 °C por encima del umbral P90. Hacia el futuro, todos los escenarios proyectan aumentos importantes en la frecuencia de ocurrencia de estos eventos. Bajo SSP1-2.6 y SSP2-4.5, la frecuencia futura alcanza aproximadamente 20 eventos por década, mientras que bajo SSP5-8.5 supera los 23 eventos por década, representando incrementos de entre 13 y 16 eventos adicionales por década respecto del período histórico. Además, el rango intermodelos evidencia que la señal de aumento resulta consistente entre modelos, aun considerando la dispersión existente en las magnitudes proyectadas.

Tabla 21: Cambios proyectados en la frecuencia de ocurrencia, la duración media, la intensidad térmica y la temperatura media de eventos asimilables a olas de calor en la provincia de Santa Fe, según el ensamble multimodelo CMIP6 para los escenarios SSP1-2.6, SSP2-4.5 y SSP5-8.5. Se presentan los valores históricos correspondientes al período 1985–2014, los valores proyectados para 2021–2050 y los cambios proyectados respecto del período de referencia. El rango intermodelos representa la dispersión entre los modelos del ensamble.

Escenario	Variable	1985-2014		2021-2050		Cambio
		Ensamble	Rango intermodelos	Ensamble	Rango intermodelos	
SSP1-2.6	Frecuencia	7.11	4.77 - 8.91	20.31	16.31 - 31.68	13.20
	Duración	7.40	7.08 - 7.77	8.02	7.51 - 8.73	0.62
	Intensidad	1.91	1.67 - 2.19	2.32	2.12 - 2.62	0.41
SSP2-4.5	Frecuencia	7.11	4.77 - 8.91	19.82	14.00 - 25.05	12.70
	Duración	7.40	7.08 - 7.77	8.02	7.54 - 8.49	0.62
	Intensidad	1.91	1.67 - 2.19	2.33	2.03 - 2.65	0.43
SSP5-8.5	Frecuencia	7.11	4.77 - 8.91	23.29	13.70 - 32.83	16.17
	Duración	7.40	7.08 - 7.77	7.98	7.53 - 8.62	0.58
	Intensidad	1.91	1.67 - 2.19	2.29	2.02 - 2.52	0.39

Los cambios proyectados en la duración media y en la intensidad térmica de las olas de calor resultan más moderados y relativamente similares entre escenarios. Las duraciones medias aumentan menos de un día respecto del período histórico, mientras que la intensidad térmica presenta incrementos promedio cercanos a 0.4–0.5 °C sobre el umbral histórico P90 (Tabla 21). Resultados similares han sido reportados por Perkins y Alexander (2013), quienes mostraron que la frecuencia de ocurrencia constituye la señal más robusta y espacialmente consistente en las tendencias históricas de olas de calor. Asimismo, análisis recientes basados en simulaciones CMIP6 indican que las métricas de frecuencia suelen

presentar respuestas más uniformes que las asociadas a la intensidad o la duración de olas de calor, las cuales exhiben una mayor heterogeneidad regional (Beobide-Arsuaga et al., 2025). En conjunto, estos resultados sugieren que, en escenarios de calentamiento futuro, se prevé una ocurrencia mucho más frecuente de olas de calor, más que aumentos proporcionales en la duración e intensidad de cada episodio.

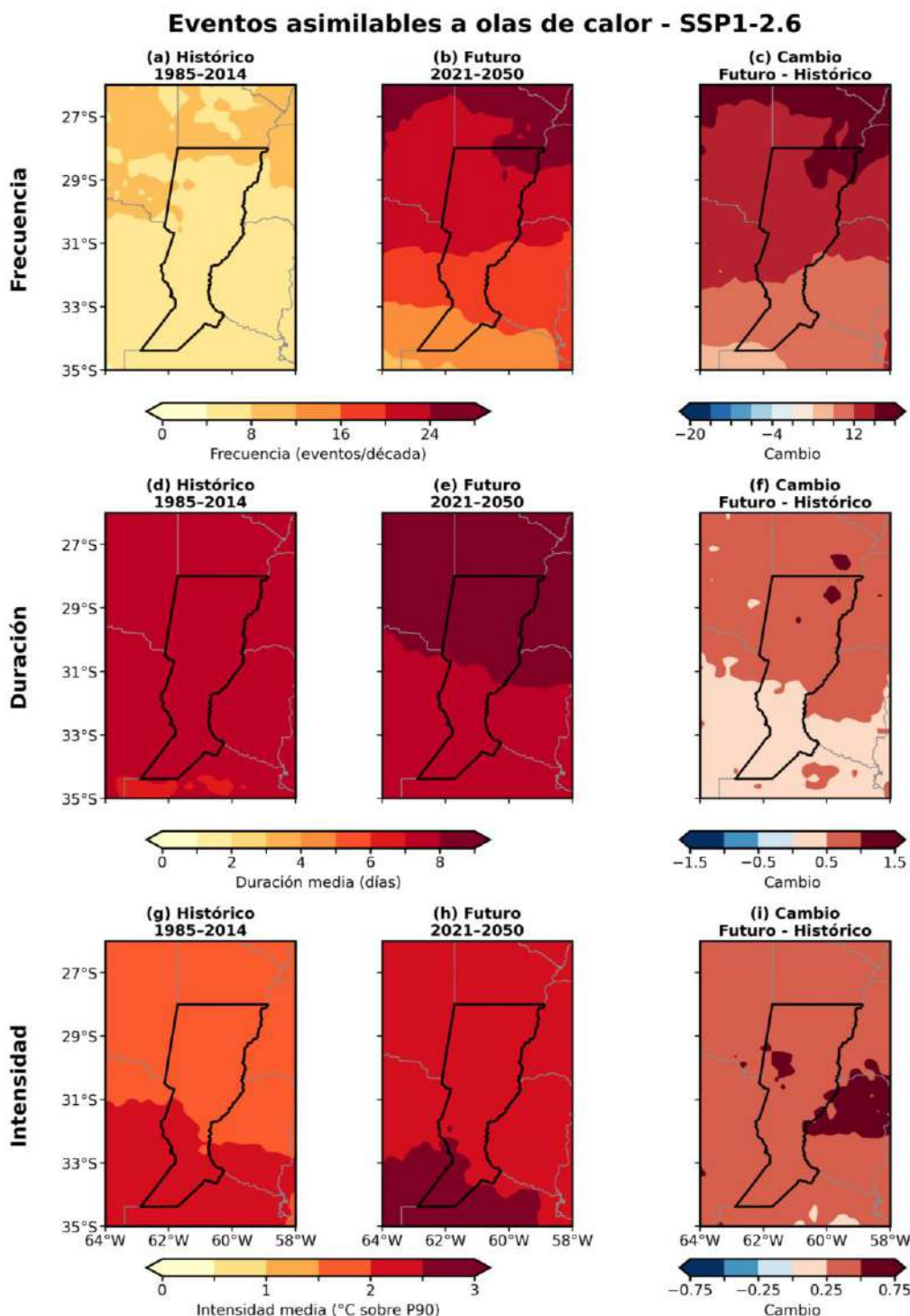


Figura 71: Frecuencia, duración media e intensidad térmica de eventos asimilables a olas de calor en la provincia de Santa Fe, según el ensamble multimodelo CMIP6 bajo el escenario

SSP1-2.6. Los paneles (a–c), (d–f) y (g–i) muestran los valores históricos (1985–2014), futuros (2021–2050) y los cambios proyectados respecto del período histórico para la frecuencia de ocurrencia, duración media e intensidad térmica, respectivamente.

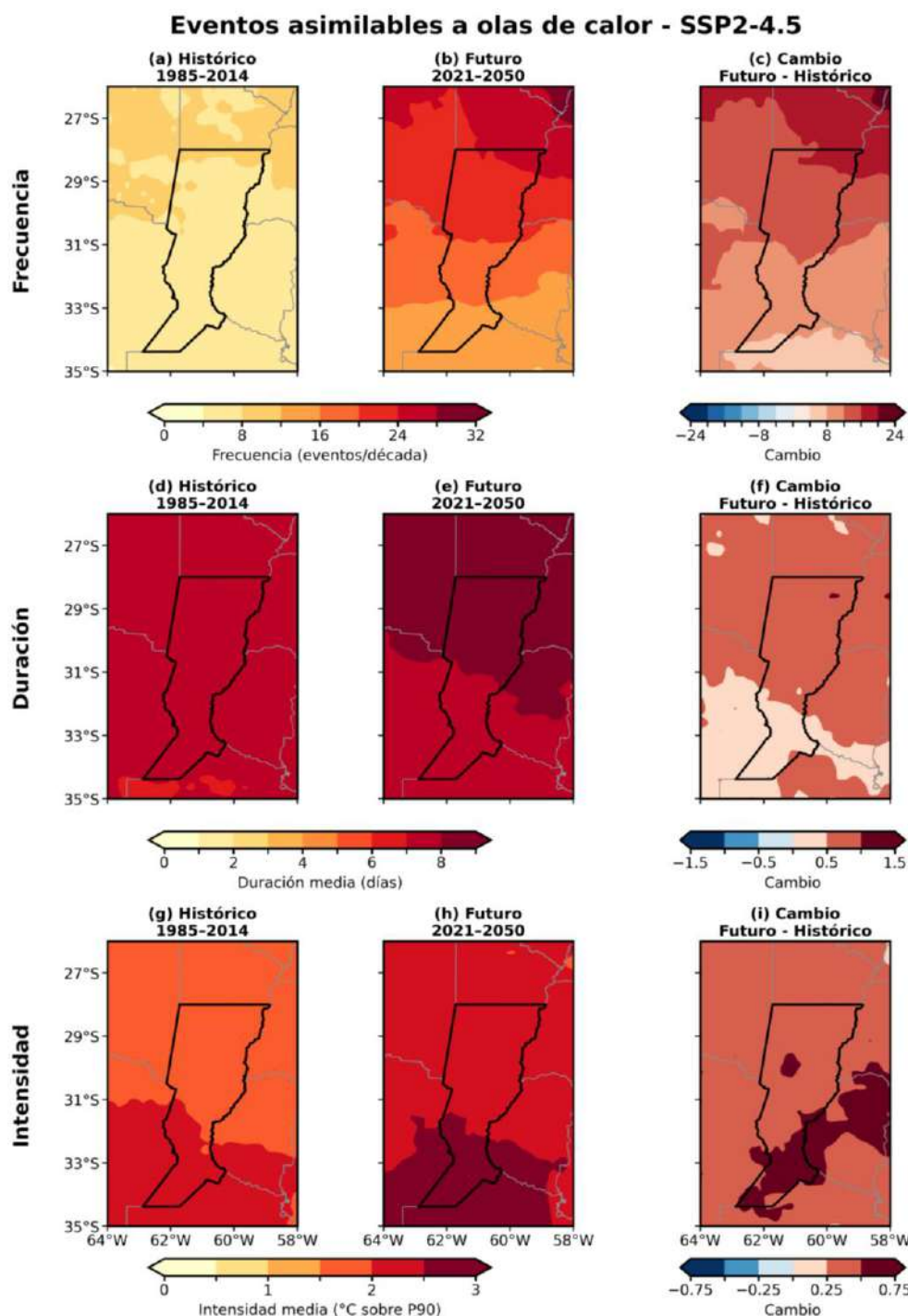


Figura 72: Igual que la Figura 71, pero para el escenario SSP2-4.5.

En términos espaciales, las Figuras 71–73 muestran que el incremento proyectado en la frecuencia presenta una estructura relativamente organizada sobre toda la provincia, con aumentos más intensos hacia el norte y noreste provincial. Esta configuración aparece de manera consistente en los tres escenarios analizados y refleja una expansión generalizada

de las condiciones favorables para la ocurrencia de extremos cálidos persistentes. La señal proyectada es particularmente robusta bajo SSP5-8.5 (Figura 73), donde amplias regiones del norte provincial superan incrementos de más de 16 eventos por década respecto del período histórico.

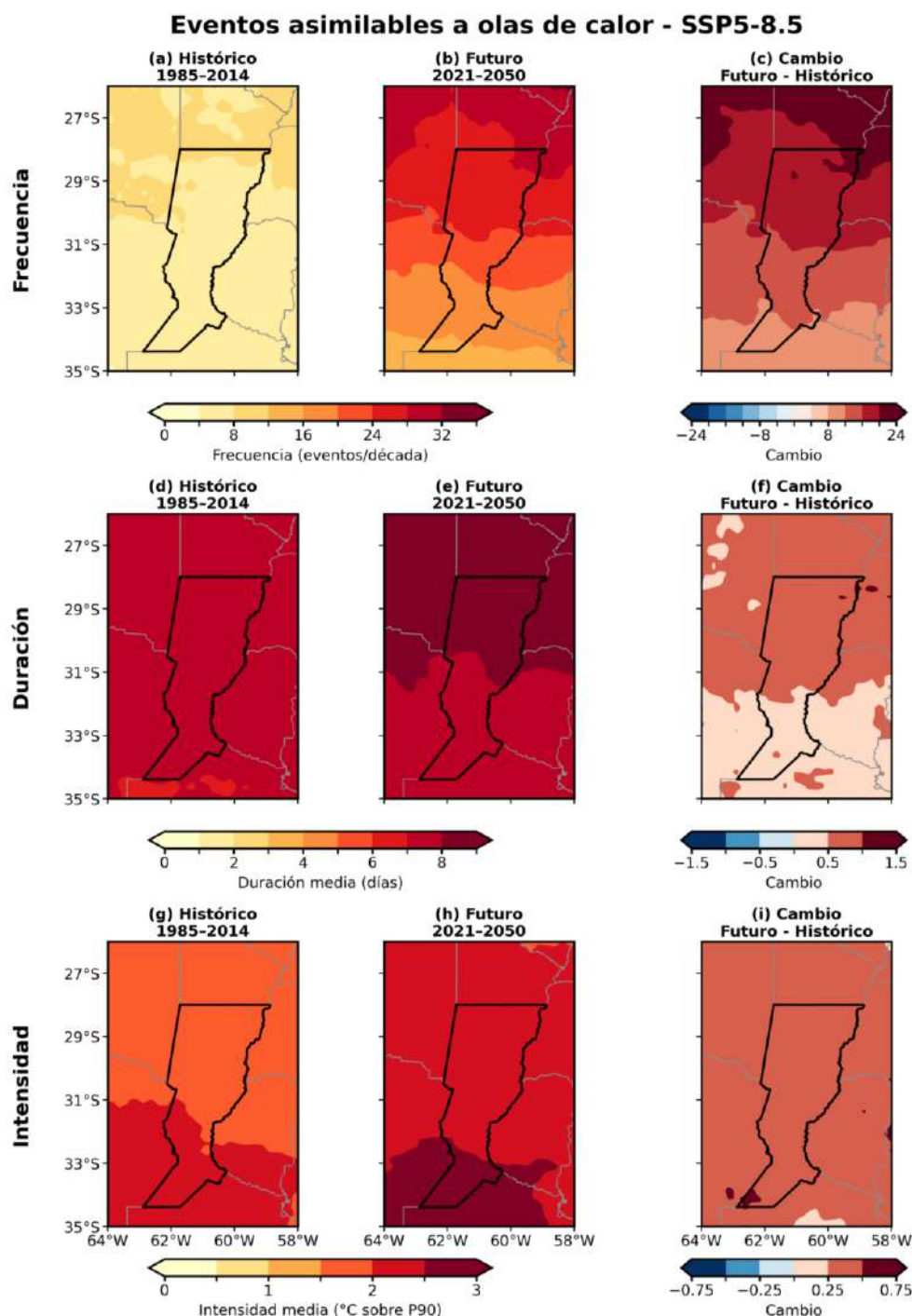


Figura 73: Igual que la Figura 71, pero para el escenario SSP5-8.5.

A diferencia de la frecuencia, los cambios proyectados en la duración media de los eventos resultan más moderados. Las proyecciones indican aumentos relativamente

pequeños, generalmente inferiores a un día adicional por evento, con valores futuros cercanos a 8 días de duración media. Esto sugiere que el principal cambio proyectado no se relaciona con una persistencia mucho mayor de cada evento individual, sino con una ocurrencia significativamente más frecuente de episodios cálidos extremos. La señal espacial de duración también muestra incrementos relativamente homogéneos, aunque con máximos leves hacia el norte provincial y bajo escenarios de mayores emisiones.

La intensidad térmica de los eventos asimilables a olas de calor también presenta incrementos proyectados moderados pero consistentes. Las anomalías futuras respecto del umbral histórico P90 aumentan aproximadamente entre 0.4 y 0.5 °C en promedio regional. Las Figuras 71–73 muestran que los mayores incrementos de intensidad se concentran principalmente sobre el centro-este y sudeste provincial, particularmente bajo SSP2-4.5 y SSP5-8.5, mientras que otras regiones presentan cambios más suaves y espacialmente homogéneos. Esto indica que, además de ser más frecuentes, los eventos cálidos futuros tenderían a desarrollarse bajo condiciones térmicas progresivamente más elevadas.

En conjunto, los resultados evidencian una señal robusta de intensificación de los extremos cálidos persistentes en la provincia de Santa Fe durante las próximas décadas. El principal cambio proyectado corresponde al fuerte aumento en la recurrencia de eventos asimilables a olas de calor, mientras que las modificaciones en duración e intensidad resultan comparativamente más moderadas. Estos resultados sugieren que las condiciones favorables para impactos asociados al estrés térmico, la demanda evaporativa y las afectaciones sobre la salud, la producción agropecuaria y los sistemas urbanos podrían ocurrir con mucha mayor frecuencia en el futuro, incluso sin aumentos extremadamente grandes en la duración individual de cada episodio.

7.7 Conclusiones e implicancias de las proyecciones climáticas regionales

Las simulaciones climáticas históricas y las proyecciones futuras analizadas en este estudio muestran una señal robusta y consistente de calentamiento en la provincia de Santa Fe durante el siglo XXI. Tanto los modelos CMIP6 de resolución estándar como las simulaciones HighResMIP coinciden en proyectar incrementos sostenidos de la temperatura media anual bajo todos los escenarios considerados, con magnitudes crecientes hacia fines de siglo y particularmente marcadas bajo escenarios de altas emisiones y trayectorias de desarrollo no sostenibles. Esta consistencia entre modelos, escenarios y conjuntos multimodelo otorga un elevado grado de confianza a la señal de calentamiento proyectada para la región. Los cambios proyectados en la precipitación presentan una incertidumbre mayor que la observada para la temperatura, reflejando la complejidad de los procesos atmosféricos que controlan el ciclo hidrológico regional. Sin embargo, el conjunto de simulaciones sugiere una tendencia general hacia condiciones medias más húmedas, especialmente en el norte y noreste de la provincia y bajo escenarios de mayores emisiones y trayectorias de desarrollo no sostenibles.

El aumento de la precipitación media anual no implica necesariamente una reducción del riesgo climático. Por el contrario, los resultados indican que Santa Fe podría enfrentar en las próximas décadas una mayor variabilidad hidroclimática, caracterizada por una coexistencia

de eventos extremos húmedos y secos más frecuentes. Las proyecciones indican incrementos potenciales en la frecuencia e intensidad de los excesos hídricos estacionales, junto con la persistencia de eventos secos severos en distintos sectores de la provincia. Esta combinación representa uno de los principales desafíos futuros para la gestión territorial, hídrica y productiva.

En particular, las proyecciones asociadas a extremos hidrológicos sugieren un escenario de creciente presión sobre la infraestructura urbana y rural, los sistemas de drenaje, el manejo de reservorios y la planificación de los recursos hídricos. Los incrementos proyectados en precipitación y excedentes hídricos podrían favorecer una mayor ocurrencia de inundaciones urbanas, anegamientos rurales y afectaciones sobre la infraestructura vial y productiva, especialmente en regiones con elevada vulnerabilidad hidrológica. Al mismo tiempo, la persistencia de eventos secos severos continúa representando un riesgo significativo para la producción agropecuaria y para la disponibilidad hídrica regional. La elevada sensibilidad del sistema productivo santafesino a las anomalías climáticas implica que incluso cambios moderados en la frecuencia o duración de sequías pueden traducirse en impactos económicos y sociales importantes. En este contexto, la incertidumbre proyectada en la precipitación no debe interpretarse como ausencia de señal climática, sino como evidencia de una creciente complejidad e inestabilidad del sistema hidroclimático regional.

Uno de los resultados más robustos y relevantes del estudio corresponde al incremento proyectado de eventos asimilables a olas de calor. Las simulaciones muestran aumentos muy significativos en la frecuencia de ocurrencia de estos eventos en todos los escenarios futuros, particularmente hacia mediados y fines del siglo XXI. Si bien los cambios en duración e intensidad presentan una mayor heterogeneidad espacial, el aumento sistemático en la frecuencia constituye una señal consistente entre modelos. Esto implica un incremento potencial de los riesgos asociados al estrés térmico sobre la población, la demanda energética, la productividad laboral, la salud pública y los sistemas agropecuarios.

En conjunto, los resultados indican que la provincia de Santa Fe enfrentaría un escenario climático más cálido y con mayor ocurrencia de extremos hidroclimáticos durante las próximas décadas. Las señales proyectadas poseen implicancias directas sobre sectores estratégicos como la producción agropecuaria, la infraestructura, los recursos hídricos, la energía, la salud pública y el ordenamiento territorial. Frente a este escenario, resulta fundamental fortalecer las estrategias de adaptación y gestión del riesgo climático mediante políticas públicas basadas en evidencia científica, incluyendo el fortalecimiento de los sistemas de monitoreo y alerta temprana, la incorporación de información climática en la planificación territorial e hídrica, el desarrollo de infraestructura resiliente y la gestión integrada de los recursos hídricos. En este contexto, el presente estudio proporciona una base científica robusta para apoyar procesos de planificación y toma de decisiones en la provincia de Santa Fe. La integración de observaciones históricas, análisis de extremos y proyecciones climáticas multimodelo permite caracterizar de manera consistente los principales riesgos hidroclimáticos futuros y constituye un insumo estratégico para el diseño de políticas de adaptación y resiliencia frente al cambio climático.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Allen R, DeGaetano A (2000) A method to adjust long-term temperature extreme series for nonclimatic inhomogeneities. *Journal of Climate* 13:3680–3695. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2000\)013<3680:AMTALT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2000)013<3680:AMTALT>2.0.CO;2)
- Alvarez, M.S., Vera, C.S., Kiladis, G.N. et al. Influence of the Madden Julian Oscillation on precipitation and surface air temperature in South America. *Clim Dyn* 46, 245–262 (2016). <https://doi.org/10.1007/s00382-015-2581-6>
- Ambrizzi, T., & Rehbein, A. (2025, August 19). South America Mesoscale Convective Systems. Oxford Research Encyclopedia of Climate Science. Retrieved 16 Mar. 2026, from <https://oxfordre.com/climatescience/view/10.1093/acrefore/9780190228620.001.0001/acrefore-9780190228620-e-959>.
- Auer, I., Böhm, R., Jurković, A., et al., 2005. A new instrumental precipitation dataset for the greater alpine region for the period 1800–2002. *Int. J. Climatol.*, 25: 139–166.
- Barreiro, M., Diaz, N. and Renom, M. (2014) Role of the global oceans and land–atmosphere interaction on summertime inter decadal variability over northern Argentina. *Climate Dynamics*, 42(7–8), 1733–1753. <https://doi.org/10.1007/s00382-014-2088-6>.
- Beobide-Arsuaga, G., Suarez-Gutierrez, L., Barkhordarian, A. et al. Increasing central and northern European summer heatwave intensity due to forced changes in internal variability. *Nat Commun* 16, 9485 (2025). <https://doi.org/10.1038/s41467-025-65392-w>
- Cai, W., McPhaden, M.J., Grimm, A.M., et al. (2020) Climate impacts of the El Niño–southern oscillation on South America. *Nature Reviews Earth & Environment*, 1(4), 215–231. <https://doi.org/10.1038/s43017-020-0040-3>.
- Chiang, F., Mazdiasni, O. and AghaKouchak, A. (2021) Evidence of anthropogenic impacts on global drought frequency, duration, and intensity. *Nature Communication*, 12, 2754. <https://doi.org/10.1038/s41467-021-22314-w>.
- Deser C, Lehner F, Rodgers KB et al (2020) Insights from earth system model initial-condition large ensembles and future prospects. *Nat Clim Chang* 10:277–286. <https://doi.org/10.1038/s41558-020-0731-2>
- Eyring V, Bony S, Meehl GA, Senior CA, Stevens B, Stouffer RJ, Taylor KE (2016) Overview of the coupled model intercomparison project phase 6 (CMIP6) experimental design and organization. *Geosci Model Dev* 9:1937–1958. <https://doi.org/10.5194/gmd-9-1937-2016>
- Eischeid, J., Pasteris, P., Diaz, H., Plantico, M., Lott, N. (2000) Creating a serially complete, national daily timeseries of temperature and precipitation for the western United States. *Journal of Applied Meteorology* 39, 1580–1591.
- Farahmand, A. and AghaKouchak, A., 2015. A generalized framework for deriving nonparametric standardized drought indicators. *Advances in Water Resources*, 76, 140–145. [doi:10.1016/j.advwatres.2014.11.012](https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2014.11.012)
- Garreaud, R.D., Vuille, M., Compagnucci, R. and Marengo, J. (2009) Present-day south American climate. *Palaeogeography Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281(3–4), 180–195. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2007.10.032>.
- Ghil, M., Allen, M., Dettinger, M.D., Ide, K., Kondrashov, D., Mann, M., Robertson, A., Saunders, A., Tian, Y., Varadi, F., Yiou, P., 2002. Advanced spectral method for climatic time series. *Rev. Geophys.* 40, 1–41. <https://doi.org/10.1029/2000RG000092>

- Grimm, A.M. (2011) Interannual climate variability in South America: impacts on seasonal precipitation, extreme events, and possible effects of climate change. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 25, 537–554. <https://doi.org/10.1007/s00477-010-0420-1>.
- Grimm, A. M., and J. P. J. Saboia, 2015: Interdecadal Variability of the South American Precipitation in the Monsoon Season. *J. Climate*, 28, 755–775, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00046.1>.
- Haarsma, R. J., Roberts, M. J., Vidale, P. L., et al., 2016. High Resolution Model Intercomparison Project (HighResMIP v1.0) for CMIP6, *Geosci. Model Dev.*, 9, 4185–4208, doi:10.5194/gmd-9-4185-2016.
- Hao, Z. and AghaKouchak, A., 2014. A nonparametric multivariate multi-index drought monitoring framework. *Journal of Hydrometeorology*, 15 (1), 89–101. doi:10.1175/JHM-D-12-0160.1
- Harris I, Osborn TJ, Jones P, Lister D (2020) Version 4 of the CRU TS monthly high-resolution gridded multivariate climate dataset. *Scientific Data* 7 Article 109. <https://doi.org/10.1038/s41597-020-0453-3>
- Hayes, M., Svoboda, M., Wall, N., Widhalm, M., 2011. The Lincoln declaration on drought indices: universal meteorological drought index recommended. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 92, 485–488
- IPCC (2022) Summary for policymakers [Pörtner. In: Roberts H-O, Poloczanska DC, Pörtner ES, Roberts H-O, Tignor DC M et al (eds) *Climate Change 2022: impacts, adaptation and vulnerability. Contribution of Working Group II to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, pp 2897–2930. <https://doi.org/10.1017/9781009325844.029>
- Jacques-Coper, M. and Garreaud, R.D. (2015), Characterization of the 1970s climate shift in South America. *Int. J. Climatol*, 35: 2164–2179. <https://doi.org/10.1002/joc.4120>
- Klein Tank AMG, Zwiers FW, Zhang X (2009) Guidelines on Analysis of Extremes in a Changing Climate in Support of Informed Decisions for Adaptation. WMO-TD No.1500/WCDMP No. 72. World Meteorological Organization. <https://library.wmo.int/idurl/4/48826>
- Lloyd-Hughes, B. and Saunders, M.A., 2002. A drought climatology for Europe. *International Journal of Climatology*, 22 (13), 1571–1592. doi:10.1002/joc.846
- Lehner F, Deser C, Maher N, Marotzke J, Fischer EM, Brunner L, Knutti R, Hawkins E (2020) Partitioning climate projection uncertainty with multiple large ensembles and CMIP5/6. *Earth Syst Dynam* 11:491–508. <https://doi.org/10.5194/esd-11-491-2020>
- Lovino, M. A., Müller, G. V., Pierrestegui, M. J., Espinosa, E., Rodríguez, L., 2022. Extreme precipitation events in the Austral Chaco region of Argentina. *International Journal of Climatology*, 42(11), 5985–6006. <https://doi.org/10.1002/joc.7572>
- Lovino, M. A., Müller, O. V., Müller, G. V., Sgroi, L. C., Baethgen, W. E., 2018. Interannual-to-multidecadal Hydroclimate Variability and its Sectoral Impacts in northeastern Argentina, *Hydrology and Earth System Sciences* 22, 3155–3174. <https://doi.org/10.5194/hess-22-3155-2018>.
- Maraun, D., Wetterhall, F., Ireson, A. M., Chandler, R. E., Kendon, E. J., Widmann, M., Brieren, S., Rust, H. W., Sauter, T., Themeßl, M., Venema, V. K. C., Chun, K. P., Goodess, C. M., Jones, R. J., Onof, C. Vrac, M., Thiele-Eich, I., 2010. Precipitation downscaling under climate change: Recent developments to bridge the gap between dynamical models and the end user, *Rev. Geophys.*, 48, RG3003, doi:10.1029/2009RG000314.

- Maurer E; Hidalgo H. 2008: Utility of daily vs. monthly large-scale climate data: an intercompari-son of two statistical downscaling methods. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 12, 551–563, 2008. www.hydrol-earth-syst-sci.net/12/551/2008/
- Mckee, T.B., Doesken, N.J., and Kleist, J., 1993. The relationship of drought frequency and duration to time scales. In: *Proceedings of the 8th Conference on Applied Climatology*. Boston, MA: American Meteorological Society, 179–183.
- Mo, K.C. and Berbery, E.H. (2011) Drought and persistent wet spells over South America based on observations and the U.S. CLIVAR drought experiments. *Journal of Climate*, 24(6), 1801–1820. <https://doi.org/10.1175/2010JCLI3874.1>.
- Müller, G.V., Compagnucci, R., Nuñez, M., Salles, A., 2003. Surface circulation associated with frosts in the wet pampas. *Int. J. Climatol.* 23 (8), 943–961. <http://dx.doi.org/10.1002/joc.907>.
- Müller, G.V., Berri, G.J. Atmospheric circulation associated with extreme generalized frosts persistence in central-southern South America. *Clim Dyn* 38, 837–857 (2012). <https://doi.org/10.1007/s00382-011-1113-2>
- Müller GV, Lovino MA, Sgroi LC (2021). Observed and projected changes in temperature and precipitation in the core crop region of the Humid Pampa, Argentina. *Climate* 9(3): <https://doi.org/10.3390/cli9030040>
- Müller, G.V., Lovino, M.A., Pierrestegui, M.J. et al. 2025. Regional Warming and Intensifying Extremes: Past and Future Climate in the Bajos Submeridionales Basin, Argentina. *Earth Systems and Environment*. <https://doi.org/10.1007/s41748-025-00774-0>.
- O'Neill BC, Tebaldi C, van Vuuren DP et al (2016) The scenario model intercomparison project (ScenarioMIP) for CMIP6. *Geosci Model Dev* 9:3461–3482. <https://doi.org/10.5194/gmd-9-3461-2016>
- O'Neill BC, Kriegler E, Ebi KL et al (2017) The roads ahead: narratives for shared socio-economic pathways describing world futures in the 21st century. *Glob Environ Chang* 42:169–180. <https://doi.org/10.1016/j.gloenvcha.2015.01.004>
- Perkins, S. E., and L. V. Alexander, 2013: On the Measurement of Heat Waves. *J. Climate*, 26, 4500–4517, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00383.1>.
- Pierrestegui, M. J., Lovino, M. A., Müller, O. V., Müller, G. V., 2024. Multi-hazard assessment of extreme hydrometeorological events in southeastern South America. *Earth Systems and Environment*, 9, 357–373. <https://doi.org/10.1007/s41748-024-00450-9>.
- Pierrestegui, M. J., Lovino, M. A., Müller, G. V., Müller, O. V., 2025. Vulnerability and risk of hydrometeorological hazards in central-northeastern Argentina. *Earth Systems and Environment*, 9, 825–843. <https://doi.org/10.1007/s41748-025-00587-1>.
- Rasmussen, K.L., Chaplin, M.M., Zuluaga, M.D. and Houze, R.A. (2016) Contribution of extreme convective storms to rainfall in South America. *Journal of Hydrometeorology*, 17(1), 353–367. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-15-0067.1>.
- Reboita, M. S., Drumond, A., Ferreira, et al. (2025). Meteorology and Climate of South America and Surrounding Oceans. In A. S. Taschetto, T. Ndarana, & T. Ambrizzi (Eds.), *Meteorology and Climate of the Southern Hemisphere* (pp. 284–340). chapter, Cambridge: Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/9781009352680.010>
- Riahi K, van Vuuren DP, Kriegler E et al (2016) The shared socioeconomic pathways and their energy, land use, and greenhouse gas emissions implications: an overview. *Global Environ Chang* 42:153–168. <https://doi.org/10.1016/j.gloenvcha.2016.05.009>

- Reboita MS, Kuki CAC, Marrafon VH et al (2022) South America climate change revealed through climate indices projected by GCMs and Eta-RCM ensembles. *Clim Dyn* 58:459–485. <https://doi.org/10.1007/s00382-021-05918-2>
- Rusticucci, M., 2012. Observed and simulated variability of extreme temperature events over South America. *Atmos. Res.* 106, 1–17. <http://dx.doi.org/10.1016/j.atmosres.2011.11.001>.
- Rusticucci, M., Barrucand, M., Collazo, S., 2016. Temperature extremes in the Argentina central region and their monthly relationship with the mean circulation and ENSO phases. *Int. J. Climatol.* <http://dx.doi.org/10.1002/joc.4895>.
- Salio, P., Nicolini, M. and Zipser, E.J. (2007) Mesoscale convective systems over southeastern South America and their relationship with the South American low-level jet. *Monthly Weather Review*, 135(4), 1290–1309. <https://doi.org/10.1175/MWR3305.1>.
- Sarkar, S., Maity, R., 2021. Global climate shift in 1970s causes a significant worldwide increase in precipitation extremes. *Sci Rep* 11, 11574. <https://doi.org/10.1038/s41598-021-90854-8>
- Seager, R., Naik, N., Baethgen, W., Robertson, A., Kushnir, Y., Nakamura, J. and Jurburg, S. (2010) Tropical oceanic causes of interannual to multidecadal precipitation variability in South east South America over the past century. *Journal of Climate*, 23(20), 5517–5539. <https://doi.org/10.1175/2010JCLI3578.1>.
- Seneviratne SI, Zhang X, Adnan M et al., 2021. Weather and Climate Extreme Events in a Changing Climate. In Masson-Delmotte V, Zhai P, Pirani A et al (eds.) *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York. pp. 1513–1766. <https://doi.org/10.1017/9781009157896.013>
- Schneider, Udo; Hänsel, Stephanie; Finger, Peter; Rustemeier, Elke; Ziese, Markus (2022): GPCC Full Data Monthly Product Version 2022 at 0.5°: Monthly Land-Surface Precipitation from Rain-Gauges built on GTS-based and Historical Data. DOI: 10.5676/DWD_GPCC/FD_M_V2022_050
- Vicente-Serrano SM, Beguería S, López-Moreno JI (2010) A multiscalar drought index sensitive to global warming: the Standardized Precipitation Evapotranspiration Index. *Journal of Climate* 23:1696–1718. <https://doi.org/10.1175/2009JCLI2909.1>
- Wilks DS (2006) *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*. UK: Elsevier Inc.
- Young KC (1992) A three-way model for interpolating monthly precipitation values. *Monthly Weather Review* 120, 2561–2569.